

**ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ  
СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД  
И МИНЕРАЛОВ КАРЕЛИИ**

# Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии



Редакционная коллегия

В. А. Соколов (*председатель*), Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ,  
А. И. Богачев, А. С. Пекки, В. И. Робонен, М. А. Елисеев (*секретарь*)

Научный редактор

кандидат геолого-минералогических наук М. И. Голод



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник составлен из статей сотрудников различных лабораторий Института геологии: геофизики, диэлектриков, технологии силикатов, метаморфической петрологии, минералогии, математической геологии, геологии и разведки слюды, природного камня, радиологии.

Большой интерес, проявляемый в институте к изучению свойств горных пород, объясняется необходимостью использования физических параметров пород для решения разнообразных геологических и технологических задач. Использованию физических свойств горных пород при геофизических исследованиях, при изучении геологических особенностей габбро-диабазов и гранитоидов на примере ятулийских пород центральной Карелии посвящены статьи Т. С. Игнатьевой, Н. Т. Кищенко и Н. М. Бугрова. В статье Т. С. Игнатьевой обосновывается возможность использования пород среднего протерозоя для палеомагнитных построений. Л. П. Свириденко сообщает об установленных ею двух типах разуплотнения при гранитообразовании. Изменению плотности, магнитной восприимчивости и поляризуемости основных и ультраосновных пород при их метаморфизме посвящена статья М. Г. Попова и Н. А. Горбик.

Во второй группе статей излагаются результаты изучения электрических свойств минералов слюдяных пегматитов, а также пористости и других характеристик, вмещающих эти пегматиты гнейсов (М. И. Голод, И. Н. Карелина и др.).

В настоящее время пристальное внимание привлекают к себе шунгитсодержащие породы, используемые в различных областях народного хозяйства. Исследованию природы и свойств этих образований посвящена статья Ю. К. Калининна и В. И. Тягановой.

А. В. Рылеев, В. Г. Пудовкин, Л. Н. Буракова и З. П. Помазан сообщают о качестве различных горных пород Карелии как строительных материалов.

Измерения плотности образцов горных пород в лаборатории геофизики проведены В. И. Мироновой, магнитной восприимчивости — М. Н. Клабуковой, остаточной намагниченности — М. И. Павловой, электрических свойств — Б. Н. Клабуковым, пористости — А. И. Савицким.

Консультации в процессе изучения физических свойств горных пород Карелии и ценные замечания по рукописям статей получены от доктора геолого-минералогических наук Н. Б. Дортман, за что авторы сборника ей сердечно благодарны.



Т. С. ИГНАТЬЕВА, Н. Т. КИЩЕНКО

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В течение нескольких лет лаборатория геофизики Института геологии Карельского филиала АН СССР занимается изучением плотности, магнитных и электрических свойств горных пород Карелии, а также зависимости между величинами этих параметров и составом, структурой, геологической историей пород. Конечной целью исследований является использование накопленных сведений в прикладных и научных целях — при геологическом картировании, поисках и разведке полезных ископаемых.

В настоящей статье обобщены материалы петрофизических исследований ятулийских образований (средний протерозой) в структурах: Летнеозерской, Елмозерской, Кумсинской, Сегозерской, Онежской, Янг-озерской, Селецкой и Воломской. Охарактеризованы также подстилающие ятулий породы нижнепротерозойского и архейского возраста.

Ятулийские отложения на обширной площади их развития разнообразны по мощности (500—2000 м) и составу и, согласно представлениям В. А. Соколова и его сотрудников (1970, 1971), образуют шесть синхронных типовых разрезов. Петрофизически изучено пять из них.

### Методика исследований

Для получения сравнительных петроплотностных и петромагнитных характеристик различных типов ятулийского разреза сбор образцов для исследований проводился по опорным разрезам через вышеупомянутые структуры. Каждая структура освещена 1—3 профилями. Количество стбираемых образцов, их форма, размеры, документация обеспечивали возможность измерений плотности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, поляризуемости, диэлектрической проницаемости, а также изготовление шлифов и выполнение минералогических, химических и прочих исследований. Территория, для которой предполагалось построение крупномасштабных петрофизических карт, опробована по сети  $500 \times 500$  м с дополнительными маршрутами вкрест простирания пород, характерных магнитных аномалий, рудопроявлений.

Измерение магнитной восприимчивости производилось прибором ИМВ-2 на штупах. Остаточная намагниченность измерялась для пилёных кубиков ( $2,4 \times 2,4 \times 2,4$  см) приборами ИОН-1 или астатическим магнитометром (в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ). Для определения плотности применялась методика гидростатического взвешивания без парафинирования образцов, т. к. пористость абсолютного их большинства менее 0,5%. Поляризуемость и диэлектрическая проницаемость измерялись на образцах, выпиленных в виде пластин толщиной 2—5 мм. Поляризуемость измерялась с помощью полевой аппара-

туры ВПО-62, в условиях естественной влажности (перед измерениями образцы вымачивались в воде в течение нескольких суток). Измерение диэлектрической проницаемости проводилось прибором Е-8-2.

Контроль за точностью измерений осуществлялся повторением их для 10% образцов. Средняя квадратичная погрешность измерения плотности менее  $0,01 \text{ г/см}^3$ , максимальные значения абсолютной ошибки измерений —  $0,02 \text{ г/см}^3$ , ее среднее значение близко к нулю. Средняя квадратичная погрешность определения магнитной восприимчивости составляет  $1,4 \cdot 10^{-6}$  СГС для слабомагнитных пород ( $\chi < 100 \cdot 10^{-6}$  СГС) и  $180 \cdot 10^{-6}$  СГС для сильномагнитных ( $\chi > 1000 \cdot 10^{-6}$  СГС). Максимальные абсолютные расхождения между результатами двух измерений  $\chi$  составляют соответственно  $10 \cdot 10^{-6}$  СГС и  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Поляризуемость определена с относительной погрешностью 0,4% при максимальных расхождениях между повторными и первичными измерениями в 1,2%. Среднеквадратичная погрешность определения диэлектрической проницаемости составляет 2,8 ед., что при среднем значении  $\epsilon = 15$  равно 18%.

Первая стадия обработки материалов заключалась в выделении петрографических групп и разновидностей пород, построении для них кривых распределения параметров, вычислении некоторых статистических характеристик (среднее, мода, медиана и др.). Группирование производилось по наиболее общим и устойчивым признакам — генетическим типам, составу пород, текстурно-структурным особенностям и т. д., и впоследствии уточнялось. Для изображения распределений использовались вариационные ряды, гистограммы. После уточнения разделения изученных пород на группы производилась статистическая обработка материала (с помощью ЭВМ). Как правило, определялись следующие показатели: среднее арифметическое значение параметра ( $\bar{X}$ ), стандарт ( $S_x$ ), асимметрия ( $A_x$ ), эксцесс ( $\Theta_x$ ), коэффициент вариации ( $V_x$ ), дисперсия ( $S_x^2$ ), ошибки определения этих величин, а также показатели согласия распределений с нормальным законом ( $TA$  и  $TE$ ), абсолютная ( $m$ ) и относительная ( $p$ ) ошибки определения  $\chi$ . В ряде случаев изучались корреляционные связи между определяемыми параметрами.

Полученные характеристики ( $A$ ,  $E$ ,  $V$  и др.) использовались при анализе выделенных групп пород, сравнении их друг с другом, оценке их однородности, проявлений наложенных вторичных процессов. В результате проведенного анализа было выделено семь петрофизических групп пород и построены петроплотностные и петромагнитные карты крупного масштаба. Петрофизические карты построены в изолиниях соответствующего параметра. Изолинии плотности проведены через  $0,03 \text{ г/см}^3$ , а магнитной восприимчивости — через  $(10-20-40-80-150-300-500-1000) \cdot 10^{-6}$  СГС. При составлении карт использованы имевшиеся геологические карты и карты магнитного поля.

### Результаты измерений

Результаты измерений плотности и магнитной восприимчивости сведены в таблице и на рис. 1. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости (рис. 1) построено по средним значениям параметров. Изученные породы по намагниченности делятся на два типа. К слабомагнитным породам, магнитная восприимчивость которых очень редко превышает  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС, относятся все осадочные, туфогенные породы, кислые гранитоиды и значительная часть основных эффузивов и изверженных габбро-диабазов. Среди пород основного состава (эффузивные и интрузивные разности) довольно широким распространением



Плотность и магнитные свойства горных пород центральной Карелии

№ группы	Петрофизические группы пород	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>				Средняя магнитная восприимчивость 10 <sup>-6</sup> СГС				Средняя остаточная намагниченность, 10 <sup>-6</sup> СГС			
		кол-во образцов участков	от	до	наиболее характерные значения	кол-во образцов участков	от	до	наиболее характерные значения	кол-во образцов участков	от	до	наиболее характерные значения
1.	Песчаники	766 26	2,56±0,03	2,76±0,01	2,62—2,66	766 26	2±1	90±30	2—10	152 11	1,0±0,3	30,8	1—10
2.	Сланцы	258 16	2,65±0,03	2,80±0,02	2,69—2,77	258 16	9,0	236,0±27	10—30	33 3	0,5±0,1	37,1±5,5	—
3.	Карбонатные породы	125 4	2,72±0,01	2,80±0,01	2,76—2,80	125 4	1,0±1,0	3,0±1,0	1—2	80 3	1,0±0,2	2,1±1,0	1—2
4.	Туфопесчаники и туфосланцы	67 6	2,71±0,00	2,84±0,01	2,71—2,84	66 6	20,0	45,0±4,0	20—45	15 4	9,0	37,8	—
5.	Габбро-диабазы слабомагнитные	880 22	2,83±0,01	3,02±0,01	2,97—3,00	880 22	30,0±4,0	93,0±15,0	30—60	96 2	11,9±1,2	18,6	—
	Габбро-диабазы сильномагнитные	217 6	2,84	3,00±0,03	2,90—3,00	217 6	2500	12150±960	7150—12150	4 1	18800	—	—
6.	Эффузивные диабазы слабомагнитные	435 12	2,86±0,02	2,99±0,01	2,88—2,98	424 12	22±2	59±2	40—60	10 1	36,4±5,5	—	—
	Эффузивные диабазы сильномагнитные	470 15	2,82±0,02	3,12±0,02	2,93—2,98	461 15	1073±229	5640±1470	3000—6000	49 3	1430	2190	—
7.	Доятулийские гранитоиды	190 8	2,64	2,88	—	190 8	4	200	4—30	—	—	—	—

пользуется их сильномагнитная разновидность (магнитная восприимчивость более  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС).

В группе слабомагнитных пород магнитная восприимчивость постепенно увеличивается от песчаников и кислых гранитоидов к сланцам, туфогенным образованиям и породам основного состава. Параллельно с этим увеличивается и плотность пород. Несколько выпадают из этого ряда осадки карбонатного состава, обладающие сравнительно высокой плотностью при очень слабой магнитности. Рассмотрим каждую из изученных разновидностей пород детальнее.

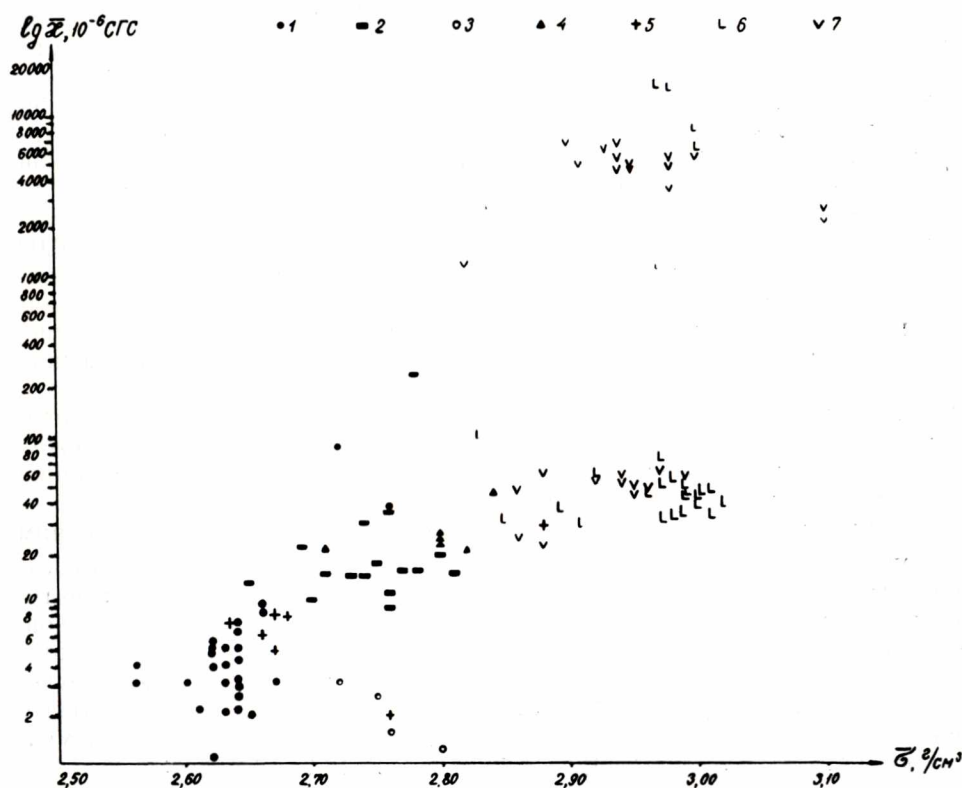


Рис. 1. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости ятулийских образований центральной Карелии.

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — карбонатные породы; 4 — туфогенные породы; 5 — гранитоиды; 6 — габбро-диабазы; 7 — основные эффузивы.

## Комплекс осадочных пород

### 1. Группа обломочных пород\*

Группа обломочных пород представлена, главным образом, песчаниками, которые почти повсеместно слагают основную часть разреза осадочного ятулия. В процессе работы изучены песчаники пяти типов ятулийского разреза по восьми структурам (26 участков, 766 образцов). В зависимости от состава обломочного материала выделяются кварцевые, полевошпатовые и полевошпато-кварцевые песчаники. Это —

\* В эту группу объединены песчаники, гравелиты и конгломераты.



породы светло-серого цвета с мелко-, средне- и крупнозернистой структурой. Повсеместным распространением пользуются кварцевые песчаники с кварцевым, слюдисто-кварцевым и кварцево-слюдистым цементом. Слюдистый материал цемента представлен серицитом, реже хлоритом. Кварцевые песчаники с карбонатным цементом наиболее часто встречаются в средней части разреза среднего и в верхнем ятулии всех изученных структур. Полевошпатовые и полевошпато-кварцевые песчаники широко развиты в среднем ятулии, особенно в Селецкой и Летнеозерской структурах.

Средняя плотность песчаников ( $\bar{\sigma}$ ) для изученных участков варьирует в пределах 2,56—2,76 г/см<sup>3</sup>. Наиболее характерны значения  $\sigma$  от 2,62 до 2,66 г/см<sup>3</sup> (рис. 1). Большинство распределений плотности характеризуется отрицательной асимметрией ( $A$  до —2,78), обусловленной, вероятно, широким развитием процессов выветривания и увеличением в связи с этим пористости (особенно для песчаников с карбонатным цементом). Для выветрелых разновидностей песчаников Онежской и Воломской синклинальных структур плотность снижается до 2,30—2,40 г/см<sup>3</sup>. Однородность выделенных групп песчаников по плотности, оцениваемая величиной стандарта, колеблется в пределах от 0,02 до 0,08 г/см<sup>3</sup> и зависит от крупности зерна и степени сортировки. Однородные тонкозернистые песчаники и кварциты характеризуются наименьшими величинами стандарта (0,02), крупнозернистые, гравелитистые разномзернистые песчаники — наибольшими (0,08). Сравнение между собой песчаников из структур Елмозерской, Селецкой, Сегозерской, Чирко-Кемской и Летнеозерской по средней плотности (с использованием критерия Стьюдента) свидетельствует о том, что различие между ними случайно, несущественно. Это дает право объединять песчаники всех изученных структур в единую петроплотностную группу.

Уплотнение песчаников от нижних отделов ятулия к средним и верхним очень незначительно, на пределе точности измерений ( $\bar{\sigma}$  соответственно 2,63, 2,64, 2,64 г/см<sup>3</sup>). Более высокая плотность верхнеятулийских песчаников может быть обусловлена их лучшей сортировкой, тонкозернистым сложением, более высоким содержанием акцессорных минералов, наличием прослоев рудных песчаников, обогащенных магнетитом и титаномагнетитом (возможно, естественный шлик), более широким развитием карбонатного и карбонатно-турмалинового цемента, а также обогащением пород тонкодисперсным гематитом.

Магнитная восприимчивость ( $\bar{\chi}$ ) определена с погрешностью до 35 %) очень слабая, редко превышает  $10 \cdot 10^{-6}$  СГС. Асимметрия распределений  $\chi$  чаще положительная ( $A$  от 2,8 до 5,1), величина стандарта — в пределах  $(2—20) \cdot 10^{-6}$  СГС. Для песчаников со многих участков измерена остаточная намагниченность. Величина  $I_n$  — низкая, наибольшие значения установлены для верхнеятулийских песчаников Сегозерской ( $15,5 \cdot 10^{-6}$  СГС), среднеятулийских песчаников Кумсинской ( $30,8 \cdot 10^{-6}$  СГС) и Онежской ( $6,0 \cdot 10^{-6}$  СГС) структур, цемент которых содержит тонкодисперсные скопления гидрогематита. Величина  $Q$  в большинстве случаев превышает 1 (от 1,5 до 15,5).

Поляризуемость песчаников не превышает 1,5%, увеличиваясь для образцов с богатой сульфидной вкрапленностью до 2,3—2,7%. Удельное электрическое сопротивление песчаников колеблется в пределах 10000—20000 ом.

Песчаники объединены в единую петрофизическую группу со средней плотностью 2,63—2,64 г/см<sup>3</sup> и магнитной восприимчивостью  $(0—10) \cdot 10^{-6}$  СГС. Отклонения от этих типичных для песчаников значений  $\sigma$  и  $\chi$  редки. Среди монотонной группы песчаников выделяются

несколько более плотные и магнитные песчаники Кумсинской ( $\bar{\sigma}=2,72$  г/см<sup>3</sup>,  $\bar{\chi}=92 \cdot 10^{-6}$  СГС) и базальные полимиктовые конгломераты Летнеозерской ( $\bar{\sigma}=2,76$  г/см<sup>3</sup> и  $\bar{\chi}=34 \cdot 10^{-6}$  СГС) структур и сильно выветрелые песчаники Северного участка ( $\bar{\sigma}=2,60$  г/см<sup>3</sup>).

## 2. Группа сланцев

В разрезе осадочных образований ятулия сланцы занимают подчиненное положение, образуя маломощные (до 5—10 м) прослои. Лишь в Онежской структуре в составе верхнего ятулия (заонезжская свита) они доминируют. По составу выделяются следующие разновидности сланцев: слюдистые, кварцево-слюдистые с карбонатом, кварцево-гематито-слюдистые с карбонатом, доломитовые, шунгитовые. Окраска пород зеленовато-серая, красновато-коричневая, вишневая, черная. Наибольшее разнообразие сланцев по составу и мощности прослоев отмечено в разрезе верхнего ятулия.

Плотность и магнитная восприимчивость сланцев охарактеризованы по 258 образцам, собранным на 16-ти участках. Плотность сланцев, несмотря на пестроту их состава, изменяется в сравнительно узком диапазоне. Средние значения этого параметра редко выходят за границы интервала 2,69—2,77 г/см<sup>3</sup>. Величина стандарта колеблется от 0,02 до 0,08, а эксцесс и коэффициент вариации редко превышают  $\pm 1,6$  и 3,0. Асимметрия незначительна и чаще отрицательна (до  $-1,97$ ), что свидетельствует о некотором разуплотнении сланцев. Причиной разуплотнения сланцев может быть, например, окварцевание их, обусловленное гидротермальными процессами в ослабленных зонах, либо выветривание. Плотность выветрелых разновидностей шунгитосодержащих сланцев с Уницкого участка Онежской структуры снижена на 0,07 г/см<sup>3</sup> по сравнению с плотными, свежими (2,76 и 2,69 г/см<sup>3</sup>). Увеличение плотности сланцев связано с повышенным содержанием карбонатов, гематита (2,76—2,81 г/см<sup>3</sup>). Для большинства изученных разновидностей сланцев распределения плотности близки к нормальному закону.

Сланцы слабомagnetны. Средняя магнитная восприимчивость колеблется в пределах  $(8-30) \cdot 10^{-6}$  СГС ( $\bar{\chi}$  определена с ошибкой менее 10%). Стандарт параметра обычно менее  $20 \cdot 10^{-6}$  СГС, а коэффициент вариации составляет 15—100%. Асимметрия и эксцесс для большинства распределений незначительны, распределения  $\chi$  близки к нормальному закону.

Для некоторых разновидностей сланцев изучена остаточная намагниченность  $I_n$  и определен параметр  $Q$ . Величина  $\bar{I}_n$  находится в пределах  $12,9 \cdot 10^{-6}$  СГС— $109,1 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $Q$  чаще  $>1,0$  и для некоторых образцов достигает 10—20. Исключением являются верхнеятулийские сланцы Онежской структуры, для которых величина  $\bar{I}_n$  составляет  $0,5 \cdot 10^{-6}$  СГС, а  $\bar{Q} < 1,0$ .

Отчетливой связи величин плотности и магнитной восприимчивости сланцев с их положением в стратиграфическом разрезе не наблюдается. Средние значения плотности сланцев по отделам ятулия составляют: верхнеятулийских 2,73, среднеятулийских 2,73, нижнеятулийских 2,79 г/см<sup>3</sup>. Более высокие значения плотности нижнеятулийских сланцев обусловлены широким развитием среди них кварцево-гематито-слюдистых разновидностей с карбонатом.

Среди, в общем однородной группы, сланцев выделено несколько разновидностей, обладающих некоторыми характерными особенностями. Наименьшую плотность ( $\bar{\sigma}=2,65$  г/см<sup>3</sup>), магнитную восприимчивость ( $\bar{\chi} < 10 \cdot 10^{-6}$  СГС) и остаточную намагниченность ( $\bar{I}_n = 0,51 \times 10^{-6}$ ) име-



ют кварцево-слюдистые шунгитовые сланцы верхнего ятулия из Онежской структуры. Низкая плотность последних обусловлена наличием шунгитсодержащих разновидностей с большим количеством кремнистого вещества. Пестрый состав разреза, переслаивание шунгитовых, кварцево-слюдистых, гематито-слюдистых разновидностей сланцев приводит к несогласию распределения  $\bar{x}$  и  $\bar{\sigma}$  с нормальным законом ( $S\sigma=0,17$ ,  $A\sigma=2,0$ ,  $\Sigma\sigma=4,60$ ,  $V\sigma=6,56$ ).

Выделяются среди других разновидностей кварцево-слюдистые с карбонатом сланцы Диановогорского участка, вскрытые скважиной у р. Пигмозерка. Высокая плотность сланцев ( $\bar{\sigma}=2,77$  г/см<sup>3</sup>) обусловлена присутствием в их составе карбонатов (от 10—15 до 40—50%) и повышенным содержанием рудных минералов (до 3—5%). Очень однородные по плотности ( $S\sigma=0,02$  г/см<sup>3</sup>,  $V\sigma=0,56\%$ ), эти сланцы весьма изменчивы по величине магнитной восприимчивости. Значения  $\bar{x}$  колеблются в пределах от  $10 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $790 \cdot 10^{-6}$  СГС. При  $\bar{x}=236 \cdot 10^{-6}$  СГС стандарт  $Sx$  составляет  $223 \cdot 10^{-6}$  СГС, а коэффициент вариации 94%. Магнитная восприимчивость обусловлена присутствием метабазитного магнетита, содержание которого в сланцах весьма изменчиво.

Таким образом, сланцы, за редкими исключениями, представляют собою группу пород с довольно однообразными физическими свойствами. Их средняя плотность составляет 2,74 г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость  $10\text{—}30 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Удельное электрическое сопротивление слюдистых сланцев составляет сотни и первые тысячи ом. Поляризуемость изменяется в пределах от нуля до 2%, увеличиваясь для сульфидизированных и гематитизированных разновидностей до 36%.

### 3. Группа карбонатных пород

Эта группа объединяет доломиты, доломитизированные и мраморизованные известняки, слагающие, в основном, разрез среднего и верхнего ятулия Онежской структуры, а также мраморизованные известняки, венчающие разрез верхнего ятулия Кумсинской структуры. Карбонатные породы серого, розового, красного цвета, мелкозернистого сложения. Помимо основных пороодообразующих минералов (доломит, кальцит), в них присутствуют примесь кварца, серицита и рудного материала (гематит, магнетит).

Средняя плотность карбонатных пород составляет 2,76 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость менее  $5,0 \cdot 10^{-6}$  СГС ( $\bar{\sigma}$  и  $\bar{x}$  определены с относительной погрешностью менее 1,0 и 66%). Наиболее высокую плотность имеют доломиты (для доломитов среднего ятулия  $\bar{\sigma}=2,76$  г/см<sup>3</sup>, верхнего — 2,80 г/см<sup>3</sup>) при модальных значениях параметра соответственно 2,83 и 2,80 г/см<sup>3</sup>. Величина дисперсии составляет 0,04 и 0,09 г/см<sup>3</sup>, эксцесса — 2,82 и 0,50, коэффициента вариации — 1,4 и 3,2%. Асимметрия отрицательна, до —1,57. Распределения плотности сильно отклонены от нормального закона вследствие широкого проявления гипергенных процессов. Относительно низкая плотность известняков ( $\bar{\sigma}=2,75$  и 2,72 г/см<sup>3</sup>) обусловлена особенностями их минерального состава (преобладает кальцит), большей пористостью и почти полным отсутствием рудных минералов. Асимметрия распределения плотности для этих участков положительна, дисперсия составляет 0,06—0,09, эксцесс 0,04—(—1,44), коэффициент вариации 2,05—3,15. Магнитная восприимчивость доломитов онежского разреза не превышает  $2,0 \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность составляет  $(1,0\text{—}2,1) \cdot 10^{-6}$  СГС. Фактор Q обычно

близок к единице, несколько превышая ее. Лишь для отдельных образцов карбонатных пород Кумсинской и реже Онежской (Северный участок) структур магнитная восприимчивость увеличивается до  $(5-10) \cdot 10^{-6}$  СГС за счет присутствия очень малых количеств тонко-дисперсного магнетита.

В целом карбонатные породы практически немагнитны и характеризуются высокой плотностью. Эти параметры и могут служить признаком для выделения карбонатных пород среди других образований осадочного и изверженного комплексов.

### Комплекс вулканогенно-осадочных пород

Туфогенные породы в разрезе ятулийских образований встречаются на ряде участков в виде маломощных прослоев между лавовыми потоками. Они состоят из обломков кварца, реже кварцита и сланцев, и цемента, сложенного хлоритом, биотитом, серицитом и перекристаллизованным в различной степени пепловым материалом.

Плотность и магнитная восприимчивость охарактеризованы по 68-ми образцам, собранным на участках Кумсинской и Онежской структур. Средняя плотность определена с погрешностью менее 0,7%, магнитная восприимчивость — менее 15%.

Плотность пород этой группы определяется составом зерна и цемента, степенью диагенеза. Наиболее плотными ( $\bar{\sigma}=2,84 \pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>) являются верхнеятулийские туфосланцы, туфопесчаники и туфоалевролиты (Уницкий участок онежского разреза). Их высокая плотность определяется слабой степенью раскристаллизации туфогенного материала, высоким содержанием акцессорных (сфен, циркон, эпидот, гранат, турмалин, апатит) и рудных минералов — до 5%. Для этих пород отмечены и несколько повышенные значения магнитной восприимчивости ( $\bar{\kappa}=45 \cdot 10^{-6}$  СГС). Плотность туфогенных песчаников несколько ниже, чем сланцев ( $\bar{\sigma}=2,71-2,80$  г/см<sup>3</sup>), особенно, для образцов из Кумсинской структуры. Распределения плотности и магнитной восприимчивости близки к нормальному закону. Стандарт распределения плотности равен 0,06 г/см<sup>3</sup>, асимметрия до —1,04, эксцесс отрицателен до —1,63, коэффициент вариации до 2,4%. Стандарт распределения магнитной восприимчивости  $(15-20) \cdot 10^{-6}$  СГС, асимметрия и эксцесс положительны (соответственно 1,5 и 1,3), коэффициент вариации до 81%. Остаточная намагниченность измерена для туфопесчаников и туфосланцев онежского и медвежьего разрезом и составляет в среднем  $(20-40) \cdot 10^{-6}$  СГС.  $Q > 1$ .

В целом туфогенные породы образуют группу слабомагнитных пород ( $\bar{\kappa}=20-50 \cdot 10^{-6}$  СГС) средней плотности ( $\bar{\sigma}=2,70-2,85$  г/см<sup>3</sup>).

### Комплекс изверженных пород

#### 1. Группа габбро-диабазов

Габбро-диабазы в пределах ятулийских структур образуют дайки (Сегозерская и Кумсинская структуры) и пластовой формы силлы (Кумсинская и Онежская структуры) различной мощности, имеющие зональное строение. Эндоконтактовые зоны сложены тонкокристаллическими меланократовыми разностями, центральные — крупнозернистыми (до пегматоидных), лейкократовыми.

Главные минералы — плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) и роговая обманка. Второстепенные — кварц и биотит; акцессорные —



сфен, апатит; рудные — магнетит, титаномагнетит, гематит, пирит, халькопирит. Вторичные минералы: эпидот, хлорит, карбонат, актинолит. Количественные соотношения между этими минералами непостоянны.

Плотность и магнитная восприимчивость средне- и верхнеятулийских габбро-диабазов изучены достаточно детально (1097 образцов), имеются данные об их остаточной намагниченности, поляризуемости, диэлектрической проницаемости.

Породы группы габбро-диабазов отличаются высокой плотностью ( $\bar{\sigma}=2,83-3,02$  г/см<sup>3</sup>, ошибка определения  $\bar{\sigma}$  менее 2,0%). Величина стандарта колеблется в пределах 0,01—0,13, асимметрия чаще отрицательна, от —2,36 до 0,85, эксцесс от —7,49 до 6,02, коэффициент вариации менее 6,0%. Распределения плотности для всех изученных участков значительно отклонены от нормального закона. Петрографические разновидности габбро-диабазов, выделенные по текстурно-структурным особенностям (мелко-, средне- и крупнозернистые до пегматоидных), близки между собой по значениям  $\bar{\sigma}$ . Прослеживается зависимость плотности от вторичных изменений этих пород — при интенсивном развитии процессов хлоритизации и окварцевания плотность заметно уменьшается, а при сульфидизации и эпидотизации — увеличивается.

По намагниченности средне- и верхнеятулийские габбро-диабазы делятся на две подгруппы, резко различные между собой. Наибольшим распространением пользуются слабомагнитные габбро-диабазы, для которых  $\chi$  находится в границах  $(30 \div 90) \cdot 10^{-6}$  СГС, причем наиболее характерны величины в середине этого интервала.

Статистические характеристики распределения  $\chi$  для слабомагнитной разновидности габбро-диабазов находятся в пределах: S — от 5 до 30; A — от —0,4 до 5,0; E — от —1,8 до 4,9; V — от 14 до 52%. Ошибка определения  $\chi$  менее 13,5%. Сильномагнитные габбро-диабазы имеют несколько иную характеристику. Ошибка определения величины среднего арифметического значения  $\chi$  находится в пределах 8—30%, стандарт —  $1000 \div 14000 \cdot 10^{-6}$ , асимметрия от —0,6 до 5,4; эксцесс от —1,0 до 38,1 и коэффициент вариации от 36 до 116%.

Остаточная намагниченность  $\bar{I}_n$  слабомагнитных габбро-диабазов Уницкого и Диановогорского участков составляет  $11,9 \cdot 10^{-6}$  СГС, отношение Q для подавляющего количества образцов  $<1,0$ ; доля вектора  $I_{TV}$  в составе  $I_n$  достигает 50%.

Такие диабазы слагают практически всю изученную площадь участков Уница и Дианова Гора (Викшезерская и Мягрозерская синклинали Онежской структуры). Лишь для отдельных образцов, обогащенных рудными минералами, величина магнитной восприимчивости возрастает до сотен  $10^{-6}$  СГС. Наряду со слабомагнитными габбро-диабазами на многих изученных участках встречается их сильномагнитная разновидность, для которой величина магнитной восприимчивости в среднем достигает  $(5000-10000) \cdot 10^{-6}$  СГС.

Закономерных корреляционных зависимостей между параметрами плотности и магнитной восприимчивости не обнаруживается для обеих разновидностей. Сильномагнитные габбро-диабазы распространены преимущественно в Кумсинской структуре, в районе рудопроявления Медные горы, Шуезерского рудника, а также в пределах Янгозерской, Елмозерской и Сегозерской структур.

На диаграммах, изображающих поля корреляции  $\bar{\sigma}$  и  $\bar{\chi}$ , эти разновидности располагаются в двух практически разобщенных областях (рис. 1).



Поляризуемость измерена для 66-ти образцов габбро-диабазов с Уницкого и Диановогорского участков. Подавляющее количество измеренных образцов характеризуется величиной  $\eta$  менее 2%. Для 15% образцов поляризуемость увеличена до 4—9%. Это образцы рассланцованных, трещиноватых, амфиболизированных диабазов из зоны разуплотнения с содержанием пирита до 3—5%, лейкоксена до 20—25%, гидрогоматита до 15%.

Величина диэлектрической проницаемости (80 образцов) габбро-диабазов с этих участков находится в пределах от 5 до 25, в среднем составляя 12—15. Для рассланцованных, интенсивно хлоритизированных, сульфидизированных и гематитизированных разновидностей величина параметра  $\epsilon$  увеличивается, иногда достигая 50—60.

Среди габбро-диабазов среднего и верхнего ятулия выделено две петрофизические подгруппы; очень плотные слабомагнитные и очень плотные сильномагнитные габбро-диабазы.

## 2. Группы основных эффузивов

Ятулийские основные эффузивы широко распространены на изученной территории, особенно, в Сегозерской и Кумсинской структурах (Сokolov и др., 1970; Светов, 1972). Эффузивы залегают в виде покровов и потоков в кровле разрезов нижнего и среднего ятулия.

Лавовые потоки имеют дифференцированное строение. Нижние части их сложены мелкозернистыми, до афанитовых, диабазами, с микродиабазовой, реже спилитовой, структурами. Основные минералы — плагиоклаз (альбит), роговая обманка, актинолит, хлорит. Кроме того, присутствуют эпидот, биотит, кварц, кальцит, сфен и рудные — магнетит, титаномagnetит, гематит, пирит.

Порфиристы, слагающие среднюю часть лавовых потоков, обладают порфировидной структурой, с диабазовой структурой основной массы, сложенной беспорядочно ориентированными кристаллами альбита, в промежутках между ними — мелкими зернами роговой обманки, эпидота, хлорита и рудных минералов. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой. Диабазовые мандельштейны венчают лавовые потоки. Структура их изменяется от диабазовой до апоинтерсертальной и даже спилитовой. Основная масса породы состоит из мелких лейст плагиоклаза (альбита), промежутки между которыми выполнены зернами актинолитовой роговой обманки, эпидота, хлорита, а также кварцем, сфеном и рудными минералами. Миндалины выполнены эпидотом, кварцем, хлоритом, биотитом и кальцитом.

Плотность и магнитная восприимчивость основных эффузивов изучены для 790 образцов, отобранных с девяти участков. Средние значения плотности эффузивов находятся в пределах 2,82—3,12 г/см<sup>3</sup>; чаще встречаются разновидности со средней плотностью 2,90—3,00 г/см<sup>3</sup>. Наименьшее значение параметра отмечено для эффузивов Летнеозерской структуры ( $\bar{\sigma}$  — 2,82 г/см<sup>3</sup>), что обусловлено их интенсивной осланцованностью и трещиноватостью (средние значения плотности определены с относительной ошибкой <0,8%). Широкое развитие процессов хлоритизации и окварцевания снижает плотность эффузивов нижнего ятулия Кумсинской и Онежской структур до 2,86—2,88 г/см<sup>3</sup>. Эпидотизация, обогащение рудными минералами приводят к увеличению их плотности. Наибольшая плотность отмечена для эпидозитов Кумсинской структуры и Воронова Бора ( $\bar{\sigma}$  = 3,12 и 3,10 г/см<sup>3</sup>). Зависимости плотности эффузивов от положения их в разрезе не установлено: средняя плотность эффузивных диабазов среднего ятулия составляет 2,93, нижнего — 2,92 г/см<sup>3</sup>.

По характеристике магнитных свойств выделяемые разновидности эффузивных диабазов близки между собой и делятся на две подгруппы — слабомагнитные и сильномагнитные (максимальная относительная ошибка определения  $\bar{\chi}$  менее 30%). Средняя магнитная восприимчивость слабомагнитных эффузивов находится в границах  $(40-60) \cdot 10^{-6}$  СГС, а для нижнеятулийских порфиров и диабазов уменьшается даже до  $22 \cdot 10^{-6}$  СГС. Вектор остаточной намагниченности слабомагнитных диабазов определен по десяти образцам нижнеятулийских диабазов Онежской структуры. Величина  $\bar{I}_n$  составляет  $36,4 \cdot 10^{-6}$  СГС,  $Q=2,0$ . Средняя магнитная восприимчивость сильномагнитных эффузивных диабазов находится в пределах  $(1200 \div 6800) \cdot 10^{-6}$  СГС. Наиболее высокой магнитной восприимчивостью отличаются эффузивы Янгозерской и Кумсинской структур, Северного участка и рудоправлений Воронов Бор и Падун, наименьшей — эпидозиты рудопроявления Воронов Бор и Кумсинской структуры, а также эпидотизированные диабазы Летнеозерской и Елмозерской структур. Остаточная намагниченность измерена для нескольких образцов ниже- и среднеятулийских диабазов Сегозерской и Елмозерской структур и составляет в среднем  $(1430-2190) \cdot 10^{-6}$  СГС. Вектор  $Q_n \leq 1,0$ .

Отмечено, что сильномагнитные эффузивы в среднем отличаются несколько более высокой плотностью, чем слабомагнитные ( $\bar{\sigma}$  соответственно 2,95 и 2,92 г/см<sup>3</sup>), что, возможно, следует связывать с более высоким содержанием в них рудных минералов.

Поляризуемость основных эффузивов определяется содержанием в них рудных минералов — в основном, гематита и сульфидов. Средняя величина поляризуемости составляет 2—3%. Обогащение породы сульфидами (до 3—4%) и гематитом (до 30—40%) увеличивает поляризуемость до 10% и более (по данным А. Е. Гезина, устное сообщение). Удельное электрическое сопротивление этих пород изменяется от 2500 до 20000 ом (измерения С. В. Шатилова, устное сообщение), причем средняя величина параметра закономерно увеличивается от нижних горизонтов к верхним.

Таким образом, основные эффузивы изученного района могут быть объединены в группу пород высокой плотности ( $\bar{\sigma}=2,94$  г/см<sup>3</sup>). По величине магнитной восприимчивости выделяются слабомагнитные эффузивы с  $\bar{\chi}=(40-60) \cdot 10^{-6}$  СГС и сильномагнитные с  $\bar{\chi}=(4000-7000) \cdot 10^{-6}$  СГС.

### 3. Группа доятулийских гранитоидов

Гранитоиды, подстилающие ятулийские образования и изученные по разрезам в Елмозерской (д. Шалговаара), Сегозерской (пос. Гормозеро), Кумсинской (деревни Лумбуши, Остречье, оз. Фенькина ламба) и Онежской (д. Пяозеро, рудопроявление Воронов Бор) структурах, относятся к двум возрастным группам: архейской и нижнепротерозойской (Геология СССР, т. 37, 1960). Архейские гранитоиды — мелко- и среднезернистые огнейсованные породы, состоящие из плагиоклаза (№13—18), кварца и биотита, иногда в подчиненном количестве присутствует микроклин. Среди них по составу выделяют — гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и гнейсо-диориты. Акцессорные минералы — апатит, сфен, реже ортит и циркон, пирит и магнетит. Вторичные минералы широко развиты и представлены серицитом, хлоритом, мусковитом, кальцитом и сосситом.

Архейские гранитоиды характеризуются плотностью —  $2,66 \pm 0,04$  г/см<sup>3</sup> и магнитной восприимчивостью  $(6,0 \pm 1,0) \cdot 10^{-6}$  СГС. Эти



породы обнаруживают прямую корреляционную зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью, коэффициент корреляции равен  $0,58 \pm 0,09$ .

Вследствие значительных колебаний в составе архейских гранитоидов отмечается значительная положительная асимметрия плотности и, особенно, магнитной восприимчивости. Колебания плотности архейских гранитоидов функционально связаны с изменениями соотношений между лейкократовыми и меланократовыми минералами, основностью плагиоклаза. Так, увеличение плотности в ряду: гнейсо-граниты — гнейсо-гранодиориты — гнейсо-диориты обусловлено увеличением основности плагиоклаза, уменьшением содержания кварца, возрастанием количества темноцветных минералов. Наибольшая плотность в гранитоидах этой возрастной группы отмечена для пород контактовой зоны с зеленокаменными породами. Здесь отмечается повышение содержания таких тяжелых минералов, как роговая обманка, эпидот, сульфиды и интенсивное развитие вторичных минералов — биотита, хлорита, кальцита и соссюрита. Эти особенности отмечены для участка Фенькина ламба, где плотность гранитоидов достигает  $2,86 \text{ г/см}^3$  и магнитная восприимчивость —  $29 \cdot 10^{-6}$  СГС.

С другой стороны, инъекция вторичного кварца и развитие микроклина приводят к разуплотнению гранитоидов до  $2,52 \text{ г/см}^3$ .

Ранние нижнепротерозойские гранитоиды — более крупнозернистые породы, часто порфировидные. Они состоят из микроклина, плагиоклаза (№ 10—15), кварца и слюд (биотита или мусковита). Акцессорные минералы — ортит, апатит, реже ксенотим. Вторичные минералы развиты слабо.

Изменение в составе пород функционально меняет и их физические параметры. Нижнепротерозойские гранитоиды по сравнению с архейскими имеют более низкую плотность ( $2,64 \pm 0,01$ )  $\text{г/см}^3$ , магнитная восприимчивость обеих групп гранитов примерно одинакова. Корреляционная связь между плотностью и магнитной восприимчивостью ниже, чем у архейских гранитоидов. Коэффициент корреляции — 0,32. Меньшая плотность нижнепротерозойских гранитов по сравнению с архейскими объясняется особенностями их минерального состава: высоким содержанием в них микроклина, более кислым составом породообразующего плагиоклаза и пониженным содержанием темноцветных минералов.

Однако в зоне контаминации вмещающих пород у нижнепротерозойских гранитоидов отмечается увеличение плотности за счет их обогащения тяжелыми минералами — сфеном, эпидотом, амфиболом и рудными. Гибридные породы имеют плотность —  $2,66 \pm 0,03 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость  $8 \cdot 10^{-6}$  СГС. Для этих пород отмечается очень тесная положительная корреляция ( $r = 0,84 \pm 0,08$ ). Увеличение плотности и магнитной восприимчивости в этих породах, по нашему мнению, связано с обогащением этих образований темноцветными и рудными минералами.

Средняя плотность пород группы доятулийских гранитоидов составляет  $\bar{\sigma} = 2,65 \text{ г/см}^3$  (относительная ошибка определения  $\bar{\sigma}$  не превышает 0,2%). Распределение параметра имеет характеристики:  $S = 0,07$ ;  $A = 2,70$ ;  $E = 11,76$ ;  $V = 2,72\%$ . Магнитная восприимчивость  $\chi = 8,0 \cdot 10^{-6}$  СГС и определена с относительной ошибкой менее 14,1%, распределение  $\chi$  имеет следующие характеристики:  $S = 15,6 \cdot 10^{-6}$  СГС;  $A = 10,1$ ;  $E = 119,2$ ;  $V = 192\%$ . Форма вариационных кривых  $\sigma$  и  $\chi$ , несовпадение средних арифметических и модальных значений параметров свидетельствуют о неоднородности гранитоидов и возможности выделения среди них нескольких групп.



#### 4. Группа эффузивных кварцевых порфиров

Кварцевые порфиры, относящиеся к тунгудским образованиям нижнего протерозоя, охарактеризованы лишь по нескольким образцам (9 штучков) из разреза западного крыла Летнеозерской структуры, где они залегают под ятулийскими образованиями. Кварцевые порфиры представляют собой темно-серую тонкозернистую породу сланцеватого, реже массивного сложения. Порода состоит, в основном, из плагиоклаза, кварца и микроклина, в меньших количествах присутствуют серицит, биотит, мусковит, кальцит, рудные минералы, апатит, хлорит.

Средняя плотность кварцевых порфиров —  $2,68 \text{ г/см}^3$ , средняя магнитная восприимчивость —  $25 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ .

#### Петрофизические карты

Петрофизические карты составлены для площади около  $1000 \text{ км}^2$ , расположенной в Медвежьегорском и Кондопожском районах. Значительная ее часть закрыта рыхлыми четвертичными отложениями, что представляло определенную трудность при составлении петрофизических карт. В пределах района изучены разнообразные по возрасту и составу горные породы. Контуры площадей распространения выделенных петрофизических групп проведены с учетом геологических данных, характера магнитного поля и значений физических параметров.

##### 1. Петроплотностная карта

В результате исследований выделено семь петроплотностных групп, в основу группирования заложены: генетический фактор, состав пород и их плотностная характеристика. Наименее плотными являются нижне- и среднеятулийские песчаники. Их средняя плотность составляет  $2,60 \text{ г/см}^3$ , вследствие чего они и выделяются среди значительно более плотных основных эффузивов. Площадь распространения песчаников невелика. Они встречены в нескольких обнажениях на крыльях Пергубской и Ялгамской синклиналей и Пергубской антиклинали. Верхнеятулийские карбонатные породы распространены в центральной части участка и протягиваются в субширотном направлении в виде широкой полосы, обрамляющей Викшезерскую, Уницкую и Мягрозерскую складчатые структуры, а также слагают ядра Пергубской и Ялгамской синклиналей. Карбонатные породы приурочены к пониженным участкам рельефа и почти полностью перекрыты четвертичными отложениями. Плотность карбонатных пород охарактеризована по образцам, собранным из немногочисленных обнажений. Средняя плотность пород этой группы принята равной  $2,75 \text{ г/см}^3$  с учетом измерений образцов аналогичных пород по другим структурам, представленным более обширными коллекциями.

Верхнеятулийские шунгитсодержащие сланцы, залегающие в виде линз среди верхнеятулийских габбро-диабазов на участках Уница и Дианова Гора, имеют среднюю плотность  $2,76\text{--}2,77 \text{ г/см}^3$ , благодаря чему и выделяются среди более плотных габбро-диабазов. Верхнеятулийские глинистые сланцы, вскрытые скважиной на участке Дианова Гора, имеют аналогичную плотность и объединены с шунгитсодержащими в одну петроплотностную группу. На севере Уницкого участка (оз. Шайдома) оконтурен небольшой выход менее плотных кварц-карбонатно-сланцев ( $\bar{\sigma} = 2,73 \text{ г/см}^3$ ).

Из комплекса изверженных пород на участке широким распространением пользуются гранитоиды, основные эффузивы и интрузивные

габбро-диабазы. Гранитоиды встречены в северной части района. Контуры площади их распространения на петрофизических картах проведены с учетом геологических данных, характера магнитного поля и измерений плотности. Выделены архейские и нижнепротерозойские гранитоиды ( $\bar{\sigma}=2,66$  и  $2,63$  г/см<sup>3</sup>). Основные эффузивы нижнего и среднего ятулия широко распространены в северной части площади. Их средняя плотность варьирует от  $2,94$  до  $2,98$  г/см<sup>3</sup>, увеличиваясь до  $3,00$  г/см<sup>3</sup> и более в зонах эпидотизации и оруденения. Для верхнеятулийских габбро-диабазов, слагающих подавляющую часть площадей Уницкого и Диановогорского участков, также характерна высокая плотность ( $\bar{\sigma}=2,95$  г/см<sup>3</sup> и более). Амфиболиты архея имеют среднюю плотность  $\bar{\sigma}=2,86$  г/см<sup>3</sup>. Они залегают среди архейских гранитоидов в виде редких линзообразных тел. Оконтурены площади развития зеленых сланцев, развивающихся по нижнепротерозойским эффузивам. Их средняя плотность  $2,95$  г/см<sup>3</sup>, т. е. несколько ниже, чем у исходных пород.

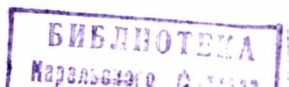
На петроплотностной карте (рис. 2) отчетливо выделяются поля развития пород с относительно низкой (гранитоиды, песчаники) и высокой (эффузивы, габбро-диабазы) плотностью. Среди основных пород выделяются участки, сложенные относительно разуплотненными разновидностями ( $\bar{\sigma}<2,97$  г/см<sup>3</sup>), представляющие собой области наиболее интенсивного проявления вторичных процессов. Карбонатные породы, различные сланцы имеют промежуточные величины плотности, распространение их незначительное (или они скрыты рыхлыми отложениями) и на картах оконтуриваются в виде небольших пятен.

## 2. Петромагнитная карта

По величине магнитной восприимчивости породы менее дифференцированы. Граниты, песчаники, карбонатные породы очень слабо магнитны ( $\bar{\kappa}<10 \cdot 10^{-6}$  СГС). Увеличение  $\bar{\kappa}$  для некоторых образцов этих пород носит эпизодический характер и не имеет определяющего значения при оценке свойств всей группы пород в целом.

Дифференциация по величине  $\bar{\kappa}$  отмечена для сланцев. По  $\bar{\kappa}$  различаются сланцы кварц-карбонатно-сланцевые с  $\bar{\kappa}=(10-20) \cdot 10^{-6}$  СГС, шунгитовые с  $\bar{\kappa}=(20-30) \cdot 10^{-6}$  СГС, зеленые сланцы по эффузивам с  $\bar{\kappa}=(40-50) \cdot 10^{-6}$  СГС. Резко выделяются глинистые сланцы Уницкого участка,  $\bar{\kappa}=260 \cdot 10^{-6}$  СГС. Нижние и среднеятулийские эффузивные диабазы и верхнеятулийские габбро-диабазы близки между собой по величине магнитной восприимчивости. Среди них выделяются слабомагнитные с  $\bar{\kappa}=(50-60) \cdot 10^{-6}$  СГС и сильномагнитные ( $\bar{\kappa}=4000 \cdot 10^{-6}$  СГС и более) разновидности. Наибольшим распространением на изученной площади, судя по измерениям  $\bar{\kappa}$  на образцах с поверхности эрозионного среза, пользуются слабомагнитные габбро-диабазы и эффузивы. Наличие аномалий, зафиксированных при аэросъемке, позволяет предполагать увеличение намагниченности некоторых разновидностей основных пород с глубиной. Судя по форме аномалий, не исключена связь таких участков с тектоническими зонами. На петромагнитной карте показано распространение выделенных петромагнитных групп пород.

Обращает на себя внимание совпадение выходов гранитов в северной части площади с областью магнитного поля повышенной интенсивности. Поскольку граниты слабомагнитны, связь этой аномалии с гранитами маловероятна. Очевидно, следует предполагать наличие под гранитами сильномагнитных разновидностей интрузий габбро-диабазов, выходы которых на поверхность имеются на ряде участков изученной нами площади и вообще в Кумсинской структуре.









## Выводы

В результате проведенных исследований получены характеристики плотности и магнитной восприимчивости различных литологических разностей осадочно-вулканогенных образований ятулийского разреза, а также комплекса изверженных пород.

Плотностная характеристика доятулийских гранитоидов свидетельствует об их неоднородности и возможности выделения среди них различных возрастных групп. Среди интрузивных габбро-диабазов выделены две группы. Региональное распространение имеют слабомагнитные ( $\bar{\chi}=40-50 \cdot 10^{-6}$  СГС) габбро-диабазы. Сильномагнитные габбро-диабазы с типично ферромагнитной характеристикой ( $\bar{\chi}=1000-12000 \cdot 10^{-6}$  СГС) развиты локально. Выделяются локальные области, зоны пород с аномальными значениями плотности и магнитной восприимчивости, приуроченные, скорее всего, к минерализованным тектоническим зонам. Эти данные могут быть использованы для обоснованного проектирования геофизических исследований и интерпретации получаемых результатов.

Петрофизические карты, составленные в результате комплексного изучения геологического строения района, физических свойств горных пород и материалов по аэромагнитной съемке, позволили в ряде мест изменить границы распространения горных пород, приведенные на картах предыдущих исследователей. Так, в результате детального петроплотностного изучения гранитоидов были уточнены внутренние границы между архейскими и нижнепротерозойскими гранитоидами. Сравнение петрофизических характеристик нижнепротерозойских и ятулийских основных вулканитов позволило увеличить площадь распространения последних за счет диабазов, залегающих среди гранитоидов в северо-западной части района, относимых ранее к нижнему протерозою.

Петрофизическими исследованиями была также установлена неоднородность внутреннего строения верхнеятулийских габбро-диабазов на всей обширной площади их развития, что выразилось в выделении локальных зон разуплотненных пород с повышенной магнитной восприимчивостью. Идентификация этих зон с тектоническими нарушениями позволила детализировать представление о тектоническом строении Уницкого и Диановогорского участков.

## ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. М., Госгеоллиздат, 1960.  
Геологическое строение СССР. Т. 5. М., «Недра», 1969.  
Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра», 1964.  
Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К. Использование значений магнитной восприимчивости и плотности при расчленении интрузивных образований Буренского и Ханкайского массивов. Сов. геология, 1970, № 10.  
Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД, вып. 16, 1963.  
Светов А. П. Палеовулканология ятулия центральной Карелии. Л., «Наука», 1972.  
Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.  
Соколов В. А., Галдобина Л. П. и др. Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.

## ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОФИЗИКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН В УСЛОВИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В настоящей статье приводятся материалы об изменениях некоторых физических параметров в минерализованных зонах дизъюнктивных нарушений для Уницкого участка центральной Карелии, сложенного преимущественно среднепротерозойскими образованиями. Район исследований находится в нескольких километрах к востоку от Уницкой губы Онежского озера и располагается в замковой части Викшезерской синклинали. Участок сложен, в основном, интрузивными габбро-диабазами верхнего ятулия. Шунгитсодержащие, гематитовые сланцы, выходы которых встречены в окраинных зонах Викшезерской синклинали и в понижениях рельефа, имеют подчиненное значение. К западу от участка скважиной вскрыты песчано-кварцево-сланцевые сланцы с карбонатом.

Была изучена коллекция образцов, отобранных в процессе крупномасштабной геологической съемки, дополненная каменным материалом по отдельным маршрутам. Измерялись плотность, магнитная восприимчивость, поляризуемость и диэлектрическая проницаемость пород. По результатам измерений плотности и магнитной восприимчивости пород построены карты аномальных значений этих параметров.

Для построения карт вычислялись отношения величины параметра в данной точке к его среднему значению для всего участка. Величина этого отношения выражалась в процентах и представляла собой меру отклонения параметра от его среднего значения, меру его «аномальности». Изолинии  $\frac{\sigma_{\text{изм.}}}{\sigma}$  проводились через интервалы 95, 97, 99, 101, 102%,

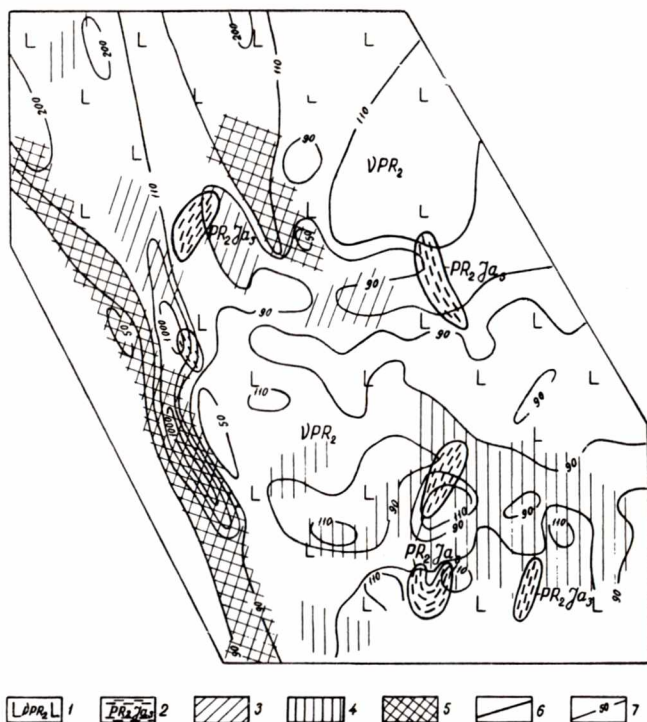
а  $\frac{\kappa_{\text{изм.}}}{\kappa}$  через 50, 90, 110, 200, 1000%. Этот метод изображения позволял как бы привести к одному масштабу породы различных петроплотностных и петромагнитных групп, упрощал сравнение между собой пород различной плотности и магнитной восприимчивости. Анализ аномальных значений  $\sigma$  и  $\kappa$ , сравнение их контуров и изолиний с контурами геологических и петрофизических карт показали, что изолинии  $\frac{\sigma_{\text{изм.}}}{\sigma}$

и  $\frac{\kappa_{\text{изм.}}}{\kappa}$  не соответствуют контактам между различными геологическими и петрофизическими комплексами пород, не согласуются с ними, а, напротив, секут их, распространяясь из одних пород в другие, оконтуривая зоны пород с измененными свойствами.

На картах локализованы зоны уплотнения и разуплотнения пород, увеличения или уменьшения их магнитной восприимчивости, имеющие различные размеры, конфигурацию и ориентировку. В частности, были

окопированы зоны разуплотненных пород (снижение плотности до 95%  $\bar{\sigma}$  и менее), характеризующихся одновременным увеличением магнитной восприимчивости (до 200—1000%). Ширина этих зон составляла 0,5—4,0 км, протяженность — до нескольких километров, ориентировка — преимущественно северо-западная или субмеридиональная.

На рис. 1 и 2 показаны карты аномальных значений плотности и магнитной восприимчивости участка Дианова Гора, где расположена





С целью детального изучения выделенных зон аномальных значений плотности и магнитной восприимчивости, совпадающих с интенсивными, протяженными аномалиями магнитного и естественного электрического полей, были проанализированы материалы по физическим свойствам пород Диановогорского участка, проведено сопоставление этих данных с минеральным составом пород. Изучена геохимическая характеристика пород тектонической зоны, проведены геологические наблюдения.

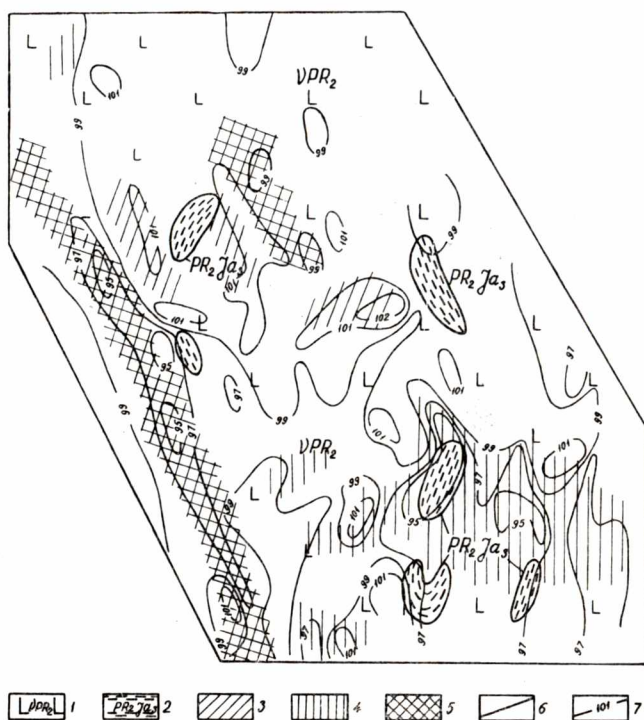


Рис. 2. Схема аномальных значений плотности пород Диановогорского участка.

1 — интрузивные габбро-диабазы верхнего ятулия; 2 — шунгитсодержащие сланцы верхнего ятулия; 3 — области распространения слабоизмененных габбро-диабазов с сингенетической сульфидной вкрапленностью; 4 — области наиболее интенсивной карбонатизации и хлоритизации габбро-диабазов; 5 — область распространения габбро-диабазов и сланцев с признаками гидротермальной рудной минерализации (предполагаемая тектоническая зона); 6 — контакты пород; 7 — изолинии величин  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  в процентах.

Габбро-диабазы участка относятся к группе очень плотных, слабомагнитных пород. Пределы изменения  $\chi$  и  $\sigma$ , характер зависимости между ними иллюстрированы рис. 4.

Плотность габбро-диабазов изменяется в широких пределах. При значении среднего арифметического  $\bar{\sigma} = 2,92 \pm 0,01$  наблюдаются отклонения параметра от 2,48 до 3,08, значение дисперсии  $S = 0,12$ . Отрицательная асимметрия ( $A = -0,77$ ) свидетельствует о проявлении процессов разуплотнения. Распределение плотности далеко от нормального закона (коэффициент вариации  $V = 3,95$ ). Породы слабомагнитны. Среднее значение магнитной восприимчивости составляет  $\bar{\chi} = (59 \pm 5) \cdot 10^{-6}$  СГС с пределами изменения параметра от  $19 \cdot 10^{-6}$  СГС

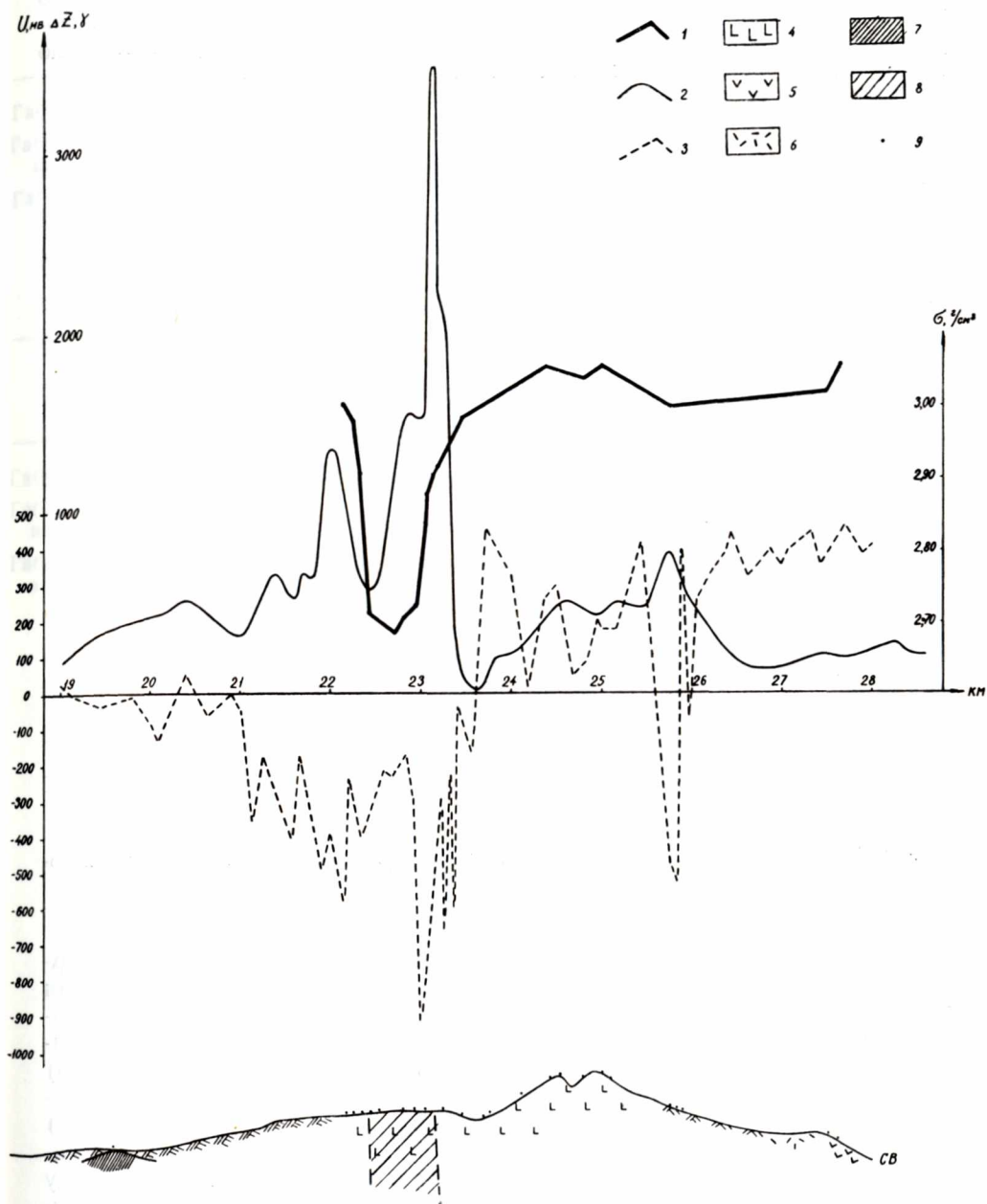


Рис. 3. Кривые  $U$  и  $\Delta Z$  вдоль профиля, пересекающего зону разуплотнения пород.

1 — кривая плотности габбро-диабазов; 2 — кривая интенсивности магнитного поля в гаммах; 3 — кривая интенсивности естественного поля в мВ; 4 — диабазы; 5 — порфиристы; 6 — амфиболиты; 7 — кварцево-сланцевые сланцы; 8 — зона дробления, катаклаза, разуплотнения пород; 9 — точки отбора проб пород для измерений плотности и изучения их химического состава.



до  $700 \cdot 10^{-6}$  СГС, причем значения более  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС редки. Положительная асимметрия ( $A=4,94$ ) свидетельствует о проявлении процессов, связанных с обогащением породы минералами с повышенной намагниченностью. Распределение магнитной восприимчивости, аналогично плотности, не согласуется с нормальным законом ( $V=138,4$ ), что говорит о неоднородности габбро-диабазов. Корреляция между плотностью и магнитной восприимчивостью отсутствует (рис. 4).

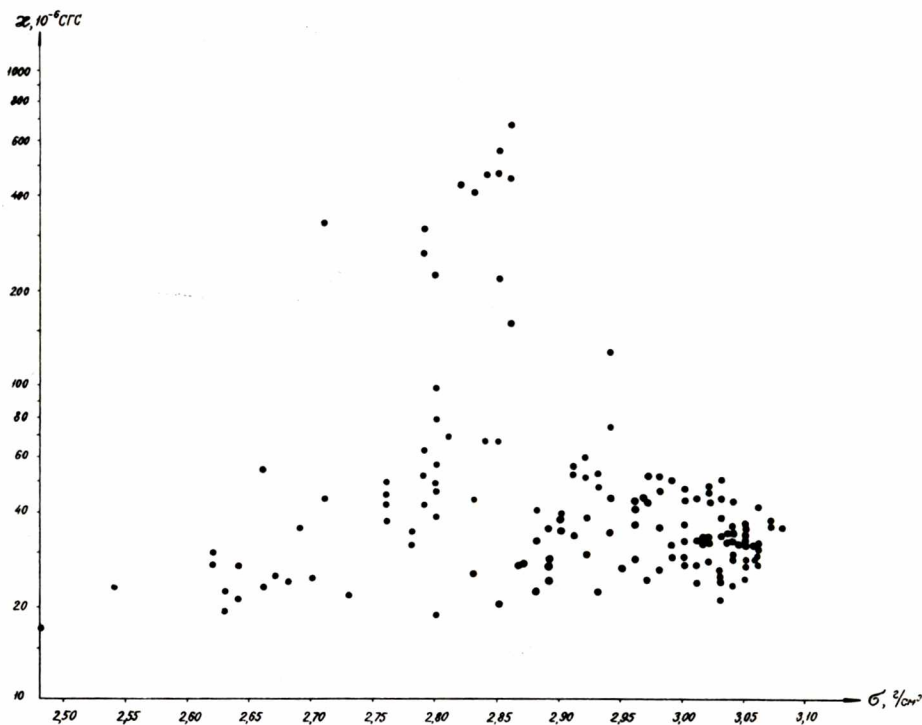


Рис. 4. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости диабазов Диановогорского участка.  $N=267$ .

Раздельный анализ физических свойств пород из участков нормального поля и аномальных зон выявляет значительные различия между этими областями. Различия между габбро-диабазами «нормального» и «аномального» полей по их плотности и магнитной восприимчивости иллюстрированы вариационными кривыми плотности (рис. 5) и полями корреляции этих параметров для образцов из различных частей зоны (рис. 6). Неизменная разность габбро-диабазов (рис. 6 а) характеризуется высокой плотностью и низкой магнитной восприимчивостью, их слабой изменчивостью, отсутствием корреляции между этими параметрами. Габбро-диабазы из краевых частей зоны обнаруживают некоторое увеличение и больший разброс значений магнитной восприимчивости, снижение средней величины плотности на фоне расширения диапазона изменения параметра, наличие некоторой положительной корреляционной связи между  $\sigma$  и  $\kappa$  (рис. 6 б, в). Для габбро-диабазов аномальных зон снижается средняя плотность пород, увеличиваются дисперсия, асимметрия и коэффициент вариации этого параметра. Магнитная восприимчивость резко возрастает (отдельные образцы имеют  $\kappa$  до  $1500 \cdot 10^{-6}$  СГС), причем дисперсия и коэффициент вариации так-

Плотность и магнитная восприимчивость габбро-диабазов

Породы	$\sigma$ г/см <sup>3</sup>					
	N	$\bar{\sigma}$	S	A	V	P
Габбро-диабазы всего участка	267	$2,92 \pm 0,01$	0,12	-0,77	3,95	0,2
Габбро-диабазы вне аномальной зоны	58	$3,01 \pm 0,01$	0,05	-1,34	1,58	0,2
Габбро-диабазы аномальной зоны	85	$2,83 \pm 0,01$	0,12	-4,5	4,19	0,4

Породы	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГС					
	N	$\bar{\chi}$	S	A	V	P
Габбро-диабазы всего участка	267	$59 \pm 5$	82	4,94	138,4	8,5
Габбро-диабазы вне аномальной зоны	58	$33 \pm 1$	6	0,66	19,8	2,6
Габбро-диабазы аномальной зоны	85	$93 \pm 15$	138	2,50	148,3	16,1

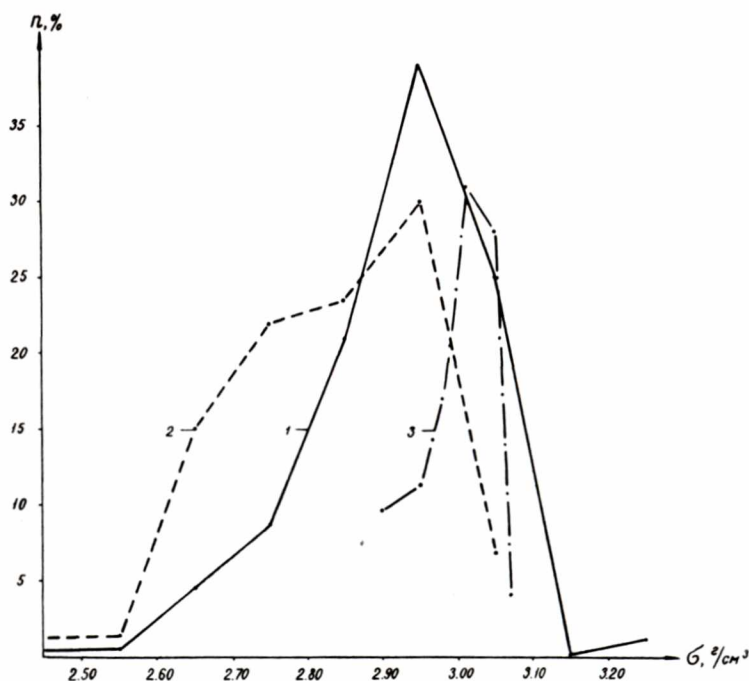


Рис. 5. Вариационные кривые плотности габбро-диабазов.

1 — всего участка в целом; 2 — из тектонической зоны; 3 — неизменные габбро-диабазы из области нормального поля.



же увеличиваются, а асимметрия (положительная) возрастает от 0 до 2,5. Появление образцов с высокой магнитной восприимчивостью свидетельствует о процессе обогащения пород зоны рудными ферромагнитными минералами. Измененные габбро-диабазы аномальной зоны (рис. 6 в) и ее окраин (рис. 6 б) обнаруживают наличие положительных корреляционных связей плотности и магнитной восприимчивости. Характер этих связей сложен, изменчив и пока детально не изучен (см. табл.).

Поляризуемость габбро-диабазов ( $\eta$ ) измерена для 75 образцов, из них 44 взяты из неизменных пород (нормальное поле), а 31 — из аномальной зоны. Для образцов из нормального поля величина  $\eta$  изменяется в границах 0,2—3,0%, причем модальное значение параметра близ-

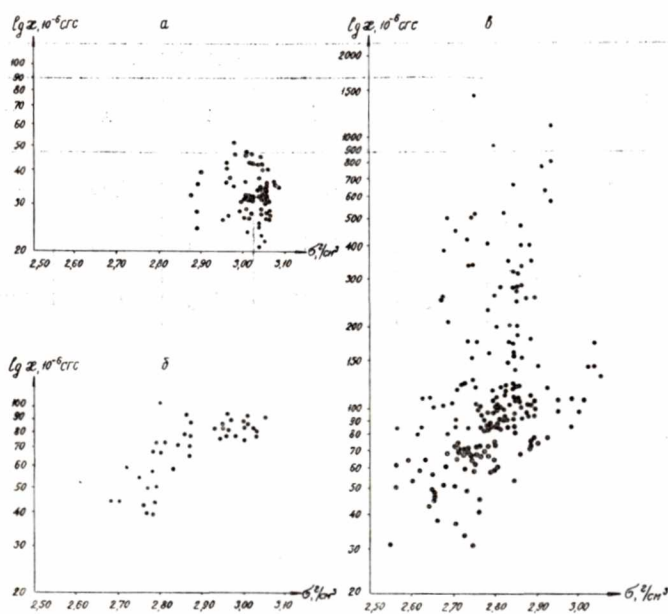


Рис. 6. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости габбро-диабазов из области нормального (а) и аномального (б, в) полей.

ко к 1%. В аномальной зоне пределы изменения  $\eta$  габбро-диабазов значительно шире — от 0,2 до 12%, причем более половины образцов имеет  $\eta$  свыше 3,0%. Диэлектрическая проницаемость измерена для 70 образцов. Значения параметра для неизменных пород (30 обр.) не превышают 20 при модальном значении около 12. Диэлектрическая проницаемость пород из аномальных зон (40 обр.) изменяется от 6 до 410, модальное значение параметра около 20.

Геологическими наблюдениями в аномальной зоне установлено повсеместное развитие процессов хлоритизации, карбонатизации, окварцевания, серпентинизации, сульфидизации и эпидотизации пород. Породы брекчированы, милонитизированы, наблюдаются зеркала скольжения, кальцитовые и кварцевые прожилки мощностью до 0,5 м. Повсеместно отмечается богатое сульфидное оруденение вкрапленного

и прожилкового типов с мощностью прожилков сульфидов до 1,0 см. Уменьшение плотности, увеличение дисперсии этого параметра в аномальной зоне обусловлено широким, повсеместным развитием вторичных процессов и сильной трещиноватостью пород.

Минералогическим анализом проб в габбро-диабазовых аномальной зоны установлены повышенные содержания пирротина (до 110 кг/т), магнетита, титаномагнетита, пирита и некоторых других рудных минералов. Увеличение магнитной восприимчивости, очевидно, и следует связывать с обогащением пород аномальной зоны минералами — ферромагнетиками. Образцы, исследованные нами, отобраны на глубине не более 1 м, т. е. в зоне окисления. Следует предположить наличие на больших глубинах еще более высоких содержаний этих минералов и одновременно большую их сохранность.

Породы аномальной зоны резко отличаются своей геохимической характеристикой — спектром и содержанием ряда элементов. Наиболее характерны: селен, иттрий, цирконий, мышьяк, свинец и некоторые радиоактивные элементы.

Селен в большинстве обследованных проб габбро-диабазов и сланцев (27 проб Уницкого и 51 проба Диановогорского участков) содержится в количествах ниже порога чувствительности анализа ( $5 \cdot 10^{-4}\%$ ). Лишь в пяти пробах габбро-диабазов из тектонической зоны содержания этого элемента выше порога чувствительности и находятся в пределах от  $8 \cdot 10^{-4}$  до  $29 \cdot 10^{-4}\%$ , в среднем, составляя  $15 \cdot 10^{-4}\%$ . Кларк концентрации селена в основных породах тектонической зоны достигает 600 (кларковые содержания — по А. Н. Виноградову).

Содержания иттрия в шунгитовых, шунгито-сланцевых сланцах близки к кларку осадочных пород или несколько ниже его, а в габбро-диабазовых вне тектонической зоны — к кларку основных пород (кларк концентрации 0,5—1,2). В тектонической зоне кларк концентрации иттрия в этих породах увеличивается до 2,5. Аналогично поведение циркония, содержание которого в породах из тектонической зоны увеличивается также в 2—3 раза ( $2,5 \cdot 10^{-2}\%$  и иногда более) по сравнению с кларковыми ( $1 \cdot 10^{-2}\%$ ).

Мышьяк обнаруживается лишь в пробах из тектонической зоны или ее бортов, в остальных пробах его содержание ниже порога чувствительности, составляющего  $10 \cdot 10^{-4}\%$ , т. е. 5 кларков. Содержание некоторых радиоактивных элементов отклоняется от нормы в пробах габбро-диабазов из тектонической зоны (до 1,5 кларков). В тектонической зоне увеличивается и содержание свинца, достигая 3—4 кларков. Схематически эти данные изображены на рис. 7.

Изученная аномальная зона не является единственной. Аналогичные зоны разуплотнения пород, увеличения их магнитной восприимчивости, сопровождающиеся аномалиями магнитного и естественного электрического полей, отмечены на восточном крыле и северном замыкании Викшезерской синклинали, в обрамлении Мягрозерской синклинали у поселка Кяппесельга.

Геологическое изучение аномальных зон, минералогический анализ проб измененных пород, их геохимическая характеристика позволяют отождествлять эти зоны с дизъюнктивными тектоническими нарушениями, зонами минерализованных гидротермально измененных пород, возможно, представляющих собой потенциально рудоносные зоны. Плотность и магнитная восприимчивость для изученных образований среднего протерозоя центральной Карелии являются чувствительными индикаторами проявления различного рода наложенных, вторичных процессов, обычно сопровождающих процесс минерализации тектонических



зон. Использование петрофизики в процессе геолого-поисковых работ в комплексе с другими методами может быть весьма полезным при выявлении и оконтуривании таких участков.

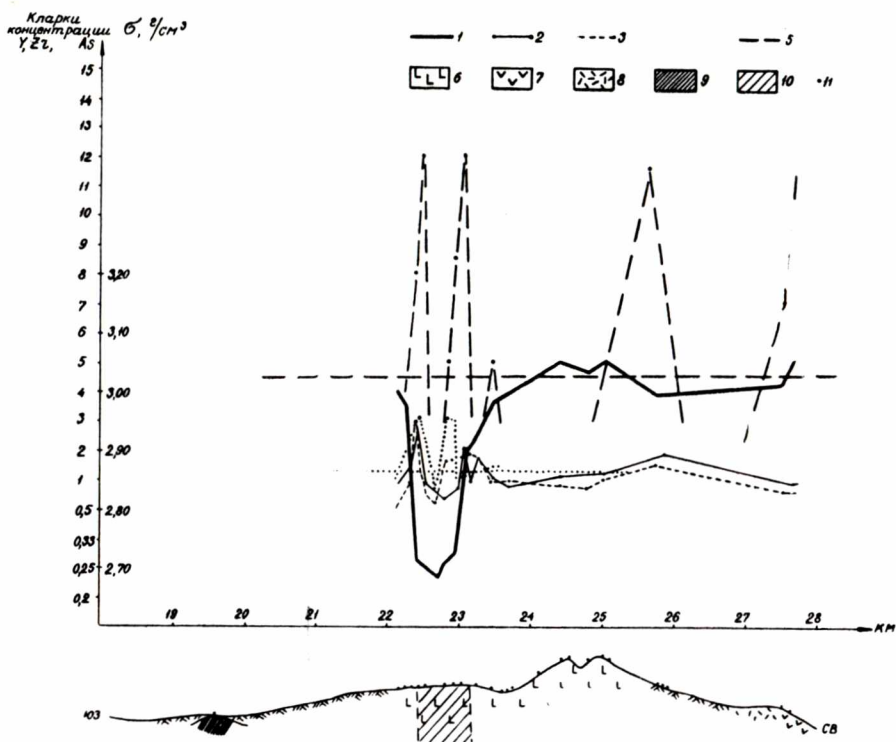


Рис. 7. Характер минерализации пород в зоне разуплотнения.

1 — кривая плотности габбро-диабазов; (2—5) — содержание элементов и порог чувствительности в кларках соответствующего элемента; 2 — иттрий; 3 — цирконий; 5 — мышьяк; 6 — диабазы; 7 — порфириты; 8 — амфиболиты; 9 — кварцево-сланцевые сланцы; 10 — зона дробления, катаклаза, разуплотнения пород; 11 — точки отбора проб.

Н. Т. КИЩЕНКО

## ОБ ИЗМЕНЕНИИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ЯТУЛИЙСКИХ ГАББРО-ДИАБАЗОВ КАРЕЛИИ В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА

На территории центральной Карелии широким развитием пользуются ятулийские осадочные и вулканогенные образования, относимые к среднему отделу среднего протерозоя, мощность которых составляет 500—2000 м. Они слагают узкие, вытянутые в северо-западном направлении, реже неправильной формы, синклинальные структуры. Габбро-диабазы, рассматриваемые в настоящей статье, являются интрузивными аналогами ятулийских лав основного состава. Большинство тел габбро-диабазов залегают согласно среди верхнеятулийских осадочных образований; часть их приурочена к зонам разломов, проходящих как внутри ятулийских структур, так и вдоль контактов их с вмещающими породами (Соколов и др., 1970).

Габбро-диабазы характеризуются массивным полнокристаллическим сложением, а также более или менее четко выраженной зональностью строения, заключающейся в том, что в эндоконтактовых зонах располагаются тонко-мелкокристаллические меланократовые разности, сменяющиеся к центру более крупнозернистыми (до пегматоидных) лейкократовыми. В целом габбро-диабазы, как и вмещающие их ятулийские образования, метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Однако интенсивность и характер метаморфических изменений в габбро-диабазе, залегающих в пространственно разобщенных ятулийских структурах, не равнозначны, что является причиной колебаний их физических свойств. При близких значениях плотности их магнитные параметры резко различны. Изучение магнитных свойств габбро-диабазов позволило разделить их на две подгруппы: слабо- и сильномагнитных пород. К слабомагнитным относятся наиболее измененные габбро-диабазы с  $\chi$  от 30 до  $90 \cdot 10^{-6}$  СГС. Лишь для отдельных образцов  $\chi$  возрастает до  $(150 \div 160) \cdot 10^{-6}$  СГС. Значения остаточной намагниченности —  $(0,6—56) \cdot 10^{-6}$  СГС.

К сильномагнитным габбро-диабазам относятся слабоизмененные разности,  $\chi$  которых составляет тысячи и десятки тысяч (до  $40000 \cdot 10^{-6}$  СГС). Остаточная намагниченность —  $(143 \div 54330) \cdot 10^{-6}$  СГС. В краевых зонах на контакте с вмещающими породами габбро-диабазы местами более сильно изменены, вследствие чего отмечается уменьшение значений магнитных параметров (табл. 1).

Статистические характеристики  $\chi$ ,  $I_n$  по выделенным подгруппам также различны (табл. 1). Резкое увеличение коэффициентов — S, A, E, V для сильномагнитных габбро-диабазов свидетельствует об их большей неоднородности.

Сравнение сильно- и слабомагнитных габбро-диабазов с помощью критерия Стьюдента показало, что гипотеза о равенстве средних в указанных группах отвергается с надежностью много более 99,5% (табл. 1).



Таблица 1

## Магнитные свойства габбро-диабазов

Место отбора образцов	$x \cdot 10^{-6}$ СГС						$I_n \cdot 10^{-6}$ СГС					Значение критерия Стьюдента $t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{S_p \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$ , где $S_p^2 = \frac{(n_1-1)S_1^2 + (n_2-1)S_2^2}{n_1+n_2-2}$		
	мин. макс.	$\frac{\bar{x}}{n}$	Статистические характеристики				мин. макс.	$\frac{\bar{I}_n}{n}$	Статистические характеристики					
			S	$\frac{A}{n}$	$\frac{E}{n}$	V	P			S	A	E	V	P

## Сильномагнитная группа

Летнеозерская,  
Елмозерская,  
Сегозерская,  
Янгозерская,  
Кумсинская  
структуры

				$\frac{-0,372}{22}$	$\frac{-0,966}{22}$									
	$\frac{170}{39000}$	$\frac{10520}{237}$	9606			86,8	10,4	$\frac{6,15}{54330}$	$\frac{11280}{7}$					
				$\frac{2,989}{208}$	$\frac{18,082}{208}$									

## Слабомагнитная группа

Крайевые зоны  
в сильномагнитных  
габбро-диабаз

	$\frac{5}{90}$	$\frac{52}{10}$	18,9	-0,381	$\frac{-1,770}{-0,420}$	27,1	12,1	$\frac{6,2}{1}$						
					$\frac{200}{100}$									
Онежская структура	$\frac{8}{680}$	$\frac{50}{1028}$	31,4	2,420	$\frac{10,574}{788}$	24,1	4,4	$\frac{2,24}{18,8}$	$\frac{12,4}{96}$	11,6	3,264	13,782	97,9	10,4

17,0111

S — стандарт; A — асимметрия; E — эксцесс; V — коэффициент вариации; P — относительная ошибка определения;  
n — число замеров.

$\bar{x}_1$  и  $\bar{x}_2$  — средние значения параметра ( $x$ ) из обеих групп;  $S^2$  — дисперсия.

Сильномагнитные габбро-диабазы развиты локально в небольших структурах в виде одиночных пластовой формы силлов мощностью 10—25 м, реже даек. Породы слабо изменены. Структура пород, вследствие дифференцированного строения тел габбро-диабазов, изменяется от микродиабазовой, микроофитовой, в краевых зонах до офитовой, габбро-офитовой, пойкилоофитовой и гипидиоморфнозернистой в центре.

Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (альбит-олигоклаз) — 42—70%, амфибол — 5—50%; второстепенные: кварц — ед. з. — 13% и биотит — ед. з. — 8%; акцессорные: сфен, апатит, магнетит, титаномagnetит, сульфиды, гематит; вторичные: хлорит — ед. з. — 8%, кальцит — ед. з., эпидот — ед. з. — 24%.

Вторичные изменения породы незначительны и заключаются в том, что плагиоклаз частично замещается эпидотом, карбонатом и хлоритом, а амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, в той или иной степени хлоритизирован, эпидотизирован, актинолитизирован. При этом тонкозернистые агрегаты хлорита развиваются, в основном, по двойниковым швам кристаллов роговой обманки, а актинолит — по их торцовым частям. Эпидот образует мелкие скопления тонкозернистых агрегатов. Основные ферромагнитные минералы — магнетит и титаномagnetит — хорошей сохранности. Их незначительные изменения заключаются в частичной мартитизации магнетита и замещении части зерен титаномagnetита лейкоксеном, местами с образованием четких структур распада.

Магнитная восприимчивость сильномагнитных габбро-диабазов обусловлена, несомненно, присутствием и высоким содержанием (от 3—5 до 12%) указанных ферромагнетиков.

Слабомагнитные габбро-диабазы имеют широкое площадное (до 30 км<sup>2</sup>) развитие в пределах крупнейшей в Карелии Онежской структуры, где они образуют многочисленные силлы различной величины и мощности (35 до 180 м), согласно залегающие с вмещающими породами и слагающие крылья Викшозерской и Мягрозерской брахисинклиналей. Породы в значительной степени изменены, вследствие чего первично магматические структуры сохраняются в них лишь в виде реликтов. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз — 7—40% и амфибол — 20—50%.

Плагиоклаз интенсивно, а местами почти нацело, замещен. По отдельным реликтам он определяется как олигоклаз-андезин (№ 26—34). Присутствуют новообразования альбит-олигоклаза. Амфибол лучшей сохранности представлен актинолитовой роговой обманкой и актинолитом.

Вторичные минералы: хлорит, биотит и тонкоагрегатные минералы группы эпидота имеют широкое развитие (до 60%). Они интенсивно замещают основные породообразующие минералы группы эпидота, имеют широкое развитие (до 60%). Они интенсивно замещают основные породообразующие минералы — плагиоклаз и амфибол, образуя нередко сплошные тонкозернистые массы соссюрита. Акцессорные минералы: лейкоксен, сфен, гематит, мартит, сульфиды, апатит, ильменит, циркон.

В слабомагнитных габбро-диабазх первичные ферромагнитные минералы — магнетит и титаномagnetит — почти полностью разрушены. В то же время в них увеличивается содержание гематита и гидроокислов железа (до 1%), которые образуются при разрушении железосодержащих минералов (амфибола, биотита, эпидота, хлорита) и окислении магнетита и сульфидов.

Магнитная восприимчивость слабомагнитных габбро-диабазов создается, по-видимому, не ферромагнитными минералами, нацело

разрушенными либо сохранившимися в ничтожных количествах, а парамагнитными породообразующими минералами, железистость которых выше, чем аналогичных минералов в сильномагнитных породах, о чем свидетельствуют существенные различия их показателей преломления (табл. 2), и, возможно, частично гематитом. Таким образом,  $\eta$  зависит от соотношения силикатных и феррических минералов и железистости последних, что и обуславливает вариации  $\eta$  внутри подгруппы. Увеличение же  $\eta$  до нескольких сотен  $\cdot 10^{-6}$  связано с наложенной минерализацией в зонах тектонических нарушений и возникновением вторичных пирротина (до 0,13%) и магнетита (до 0,11%). Широко проявленные в слабомагнитных габбро-диабазов вторичные процессы, изменяющие структуру и минеральный состав пород, вызывают некоторые изменения в химическом составе, заключающиеся в понижении содержания щелочей и увеличении количеств окиси кальция и глинозема (табл. 3).

Таблица 2

Показатели преломления минералов

Подгруппа	Биотит $n_m$	Хлорит $n_m$	Амфибол			
			Ng'	Np'	Ng'—Np'	C:Ng'
Сильно-магнитные	1,631	1,620—1,621	1,648—1,656	1,623—1,629	0,023—0,025	14—16°
Слабо-магнитные	1,633—1,654	1,619—1,645	1,661—1,673	1,637—1,648	0,020—0,025	19—24°

Аналитики Н. Д. Сыромятина, С. Н. Скрипко.

Таблица 3

Химическая характеристика сильно- и слабомагнитных габбро-диабазов

Химические параметры		Сильномагнитные габбро-диабазы	Слабомагнитные габбро-диабазы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	Среднее	6,83	2,68
	от — до	3,60—12,19	0,87—7,57
FeO, вес. %	Среднее	9,03	10,30
	от — до	2,05—11,41	4,96—15,37
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	Среднее	0,92	0,28
	от — до	0,33—1,40	0,08—0,80
Кэфф. окисления $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	Среднее	0,43	0,21
	от — до	0,24—0,86	0,07—0,44
Кэфф. железистости $\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	Среднее	0,74	0,64
	от — до	0,24—0,82	0,42—0,77
Кэфф. алгаитности $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	Среднее	0,43	0,18
	от — до	0,03—0,57	0,10—0,31
Силикат. индекс $\frac{Na_2O+K_2O}{CaO+Na_2O+K_2O}$	Среднее	0,44	0,24
	от — до	0,03—0,66	0,12—0,60



Разница в суммарном содержании железа довольно незначительна: для сильномагнитных пород оно наиболее часто составляет 13—14%, для слабомагнитных — понижается до 11—13%. В то же время наблюдается резкое отличие в концентрации двух- и трехвалентного железа;  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в сильномагнитных породах варьирует от 0,33 до 1,40, а в слабомагнитных от 0,08 до 0,80. Соответственно в первой группе выше коэффициент железистости и почти в два раза выше коэффициент окисленности (табл. 3). Наблюдаются также различия в распределении железа в породах каждой подгруппы, что выражается в различном составе и содержании ферро- и парамагнитных минералов.

Таким образом, при сравнении сильно- и слабомагнитных габбро-диабазов выявлены некоторые различия в их химическом и более значительные — минеральном составе, которые обусловлены различным характером и степенью проявления вторичных процессов преобразования породы, связанных с региональным метаморфизмом. Неоднородность изменения пород вызвана неодинаковыми условиями метаморфизма в разобщенных ятулийских структурах.

В габбро-диабазе, локально развитых в виде одиночных силлов и даек в небольших ятулийских структурах, эти изменения оказались довольно слабыми. В то же время в Онежской структуре, где процессы регионального метаморфизма проявились более интенсивно, они привели не только к значительному изменению, но местами почти к полному разрушению первичных породообразующих минералов, в том числе ферромагнитных, чем и объясняется наблюдаемая нами магнитная дифференциация пород и появление двух петромагнитных подгрупп внутри единого ятулийского интрузивного комплекса. Возникающий в связи с этим вопрос о причинах локальных различий проявления регионального метаморфизма требует своего специального изучения.

На изменение магнитных свойств пород при метаморфизме, как правило, в сторону уменьшения их значений, указывают в своей статье Н. Б. Дортман и В. В. Жданов (1971), объясняя это явление окислением и частичным выносом магнетита, особенно, в низких фациях метаморфизма. Появление слабомагнитных разновидностей среди габбро-диабазов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, как показали наши исследования, обусловлено не только указанными выше причинами, но и внутренним перераспределением железа, заключающемся в переходе его из ферромагнитных минералов (при их окислении и разрушении) в парамагнитные. Этим и объясняется незначительная разница в суммарном содержании железа в обеих магнитных подгруппах при значительной дифференциации их магнитных свойств.

## ЛИТЕРАТУРА

- Дортман Н. Б., Жданов В. В. Петрофизические изменения в процессе метаморфизма горных пород. В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.

Т. С. ИГНАТЬЕВА

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЯТУЛИЙСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Сведения о палеомагнетизме протерозойских пород, развитых на территории Карельской АССР, публикуются с 1968 г. (Кацеблин, 1968 а, б; Кищенко, 1968; Кищенко, Кацеблин, 1971). В этих работах охарактеризована распространенность ферромагнитных минералов в иотнийских и ятулийских образованиях южной Карелии, происхождение и стабильность естественной остаточной намагниченности, палеомагнитная стратиграфия иотнийских песчаников. Приведены также данные

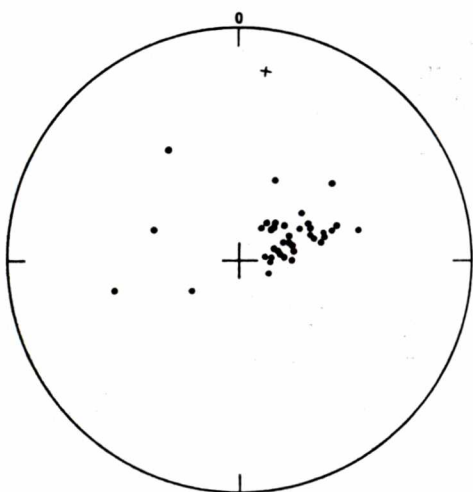


Рис. 1. Диаграмма элементов залегания осадочных пород нижнего и среднего ятулия в точках отбора ориентированных образцов Елмозерской структуры.

Среднее значение  $\frac{70^\circ}{20^\circ}$ ;  $\times$  — проекция вектора современного геомагнитного поля.

о реконструкции положения палеомагнитного полюса времени образования осадков иотнийской серии. В данной статье изложены результаты исследования палеомагнетизма более древних — ятулийских — осадочно-эффузивных и интрузивных пород ряда районов центральной Карелии.

Опробованы осадочно-метаморфические породы всех трех отделов ятулия, среднеятулийские эффузивы и изверженные габбро-диабазы верхнего ятулия Летнеозерской, Викшезерской и Мягрозерской синклиналей (Соколов, 1966; Соколов, Галдобина, Рылеев и др., 1970). Елмозерская синклиналь пересечена тремя профилями общей длиной 4,5 км, пересекающими разрез ятулийских образований, мощностью 1000—1300 м. В основании разреза залегают плагио-микроклиновые гнейсо-граниты архейского возраста\*. Элементы залегания пород изменчивы. За средние величины приняты: простирание азимут  $70^\circ$ , падение угол  $20^\circ$  (рис. 1). По Елмозерской синклинали отобрано 73 ориентированных штуфа, из них 41 — на осадках нижнего и среднего ятулия, 4 — на осадках верхнего ятулия и 28 — на эффузивах. Изученная мощность разреза по Летнеозерской синклинали составляет 700 м на юго-запад-

\* Возраст датируется по Rb—Sr изохронному методу и определяется в 2500 млн. лет для гранито-гнейсов и 2770—3390 млн. лет для диоритов.



ном крыле и 1100 — на восточном (два профиля протяженностью 5,1 км). Особенности этой структуры являются: большая полнота разреза и преобладание в составе пород серицитовых разновидностей над полевошпатовыми, повышенное содержание рудных минералов, сильная дислоцированность пород, особенно на восточном крыле. По условиям залегания выделено три группы: азимут  $248^\circ$ , падение  $32^\circ$ ; азимут  $30^\circ$ , падение  $30^\circ$  и азимут  $358^\circ$ , падение  $16^\circ$  (рис. 2). По осадочно-метаморфическим породам отобрано 12 ориентированных штуфов, по эффузивам — 1. По Викшезерской синклинали опробована часть разреза интрузивных габбро-диабазов верхнего ятулия, мощностью около 40 м, полого залегающих (углы  $5-10^\circ$ ) среди сланцев заонежской свиты. По четырем профилям общей длиной 6,0 км, пересекающим структуру в ее замковой части, отобрано 110 штуфов. Несколько ориентированных образцов габбро-диабазов отобрано в замковой части соседней Мягрозерской синклинали и на месторождениях Шуезерское и Воронов Бор. Точки отбора образцов располагались как в зоне разлома, так и на плотных, свежих, измененных слабо габбро-диабазов.

Образцы отбирались, преимущественно из участков слабоизмененных пород. Для осадочных пород плоскостью маркировки служила, обычно, плоскость напластования, реже — одна из плоскостей отдельности, как и для эффузивов. В этом случае для перевода направлений  $I_n$  в древнюю систему координат использовались средние элементы залегания подстилающих осадочных пород района. Из каждого штуфа выпиливались два кубика со стороной 2,4 см, для которых и измерялась остаточная намагниченность. Содержание магнетита весьма незначительно, не превышает тысячных долей процента. Гематит присутствует в двух генерациях.

Первичный гематит образует пленки вокруг отдельных зерен кварца и входит в состав цемента, а иногда — сгустки и обособления в породе. Вторичный гематит в виде землистых масс развивается по кальциту и биотиту; в результате раскристаллизации первичного землистого гематита образуется тонкокристаллический гематит. Содержание гематита также не превышает долей процента. По трещинам в породе и в результате разрушения мелкочешуйчатого биотита развиваются гидроокислы железа (Кищенко, 1968; Кищенко, Кацеблин, 1971).

Ферромагнитные минералы в слабомагнитных основных эффузивах и изверженных габбро-диабазов представлены титаномagnetитом, магнетитом, гематитом, гидрогематитом, гидроокислами железа, сульфидами. Титаномagnetит в значительной степени, иногда полностью, лейкоксенизирован. Магнетит редок, содержание его не превышает сотых долей процента. Присутствует в виде очень мелких зерен, часто мартитизирован или превращен в гематит. Наблюдается вторичный магнетит, развивающийся по амфиболу, эпидоту или биотиту, либо образующий

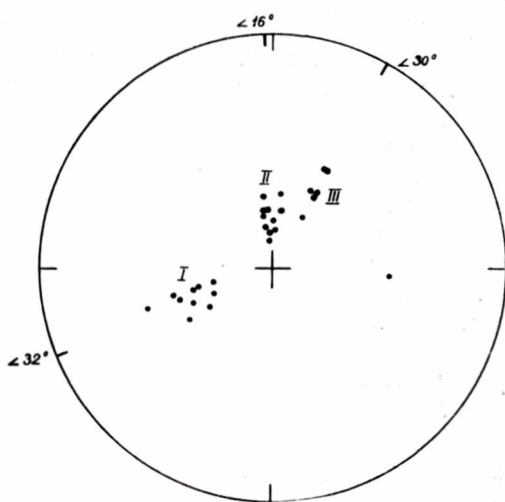


Рис. 2. Диаграмма элементов залегания нижне- и среднеятулийских пород в точках отбора ориентированных образцов. Летнеозерская структура.

$$\text{Средние значения: } \frac{\text{азимут } 358^\circ}{\text{угол } 16^\circ}; \frac{\text{азимут } 248^\circ}{\text{угол } 32^\circ}; \frac{\text{азимут } 30^\circ}{\text{угол } 30^\circ}$$



четко ограниченные метакристаллы. Содержание гематита колеблется от десятых долей процента до нескольких процентов.

В изверженных габбро-диабазх отмечена вторая генерация гематита, связываемая с гидротермальной деятельностью периода Кондопожской складчатости. Этот гематит концентрируется в виде обильных налетов по плоскостям трещин в диабазх в зоне разлома, встречается в кварцевых и кварцево-кальцитовых жилах и прожилках. На этих же участках наблюдается и сульфидизация. Иногда наблюдаются скопления землистых масс гидрогематита, придающих породе красноватый оттенок. Образование основных масс гидрогематита относится к периоду аутометаморфизма. Из сульфидов наибольшим распространением пользуется пирит (до 30%, а иногда и более), встречаются халькопирит, пирротин (десятые доли процента, реже до 2—5%) (Кищенко, 1968; Кищенко, Кацелин, 1971).

Измерение остаточной намагниченности производилось в геофизической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР (ИОН-1) и в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ (астатиеский магнитометр). Методика измерений — общепринятая (Храмов, Шолпо, 1967). Перед измерениями образцы выдерживались в положении «по полю» в течение 60-ти дней и более для устранения хаотических намагниченностей, наведенных во время транспортировки и обработки и восстановления естественной вязкой намагниченности в направлении земного магнитного поля ( $D = +8^\circ$ ,  $I = 75^\circ$ ).

Точность измерений соответствовала принятым требованиям. Образцы с погрешностью единичного измерения на астатическом магнитометре  $\alpha > 16^\circ$  не учитывались. Средняя квадратичная погрешность измерений величин  $I_n$ ,  $D$  и  $I$  на ИОН-1 составляла соответственно  $0,7 \cdot 10^{-6}$  СГС;  $4,8^\circ$  и  $4,6^\circ$  (47 контрольных измерений). Расхождения результатов измерений  $D$  на астатическом магнитометре и на ИОН-1 (29 замеров) не превышало  $13^\circ$ , а  $I$  —  $12^\circ$ .

Для оценки палеомагнитной стабильности и выделения древней компоненты  $I_n^a$  использовались методы компенсации современной намагниченности  $I_n^h$  вязкой намагниченностью  $I_{gv}$ , выравнивания, температурной чистки и пересечения плоскостей перемагничивания.

Магнитная восприимчивость ниже- и среднеятулийских осадочно-метаморфических пород Елмозерской структуры не превышает  $16 \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность —  $50 \cdot 10^{-6}$  СГС (рис. 3). Корреляция этих параметров между собой слабая, ненадежная. Величина коэффициента корреляции составляет  $0,32 \pm 0,14$  при  $\mu = 2,34$ . Обращает на себя внимание большая изменчивость остаточной намагниченности в сравнении с магнитной восприимчивостью. Величина  $Q$  для подавляющего количества образцов больше 1.

После первого цикла измерений проекции векторов  $I_n$  группируются вдалеке от направления перемагничивания с кучностью  $k = 31,7$  (рис. 4 а). Шестидневная выдержка образцов в положении «против поля» существенных изменений в распределение проекций векторов не вносит (рис. 4 б). После нагревания образцов до  $300^\circ$  в положении векторов  $I_n$  значительных изменений не наблюдается (рис. 5).

Направление результирующего вектора для расчетов положения палеомагнитного полюса определено как геометрическая сумма нормализованных векторов для 28-ми образцов, измеренных после 60-дневной выдержки в направлении «против поля». Введена поправка на магнитное склонение ( $+8^\circ$ ). Палеомагнитная широта места отбора образцов составляет  $41^\circ$ , координаты палеомагнитного полюса:  $\Phi = 62^\circ$ ,  $\Lambda = 264^\circ$  (см. табл.).

Магнитная восприимчивость ниже- и среднеятулийских осадочно-метаморфических образований Летнеозерской синклинали не превышает  $13 \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность находится в пределах  $(0,12 \div 2,14) \cdot 10^{-6}$  СГС (рис. 3). Корреляция этих параметров слабая, ненадежная (коэффициент корреляции по западному крылу составляет  $0,26 \pm 0,33$ , по восточному —  $-0,49 \pm 0,31$ ). Параметр Q превышает 1 лишь для двух образцов, выдержка образцов в положении «против

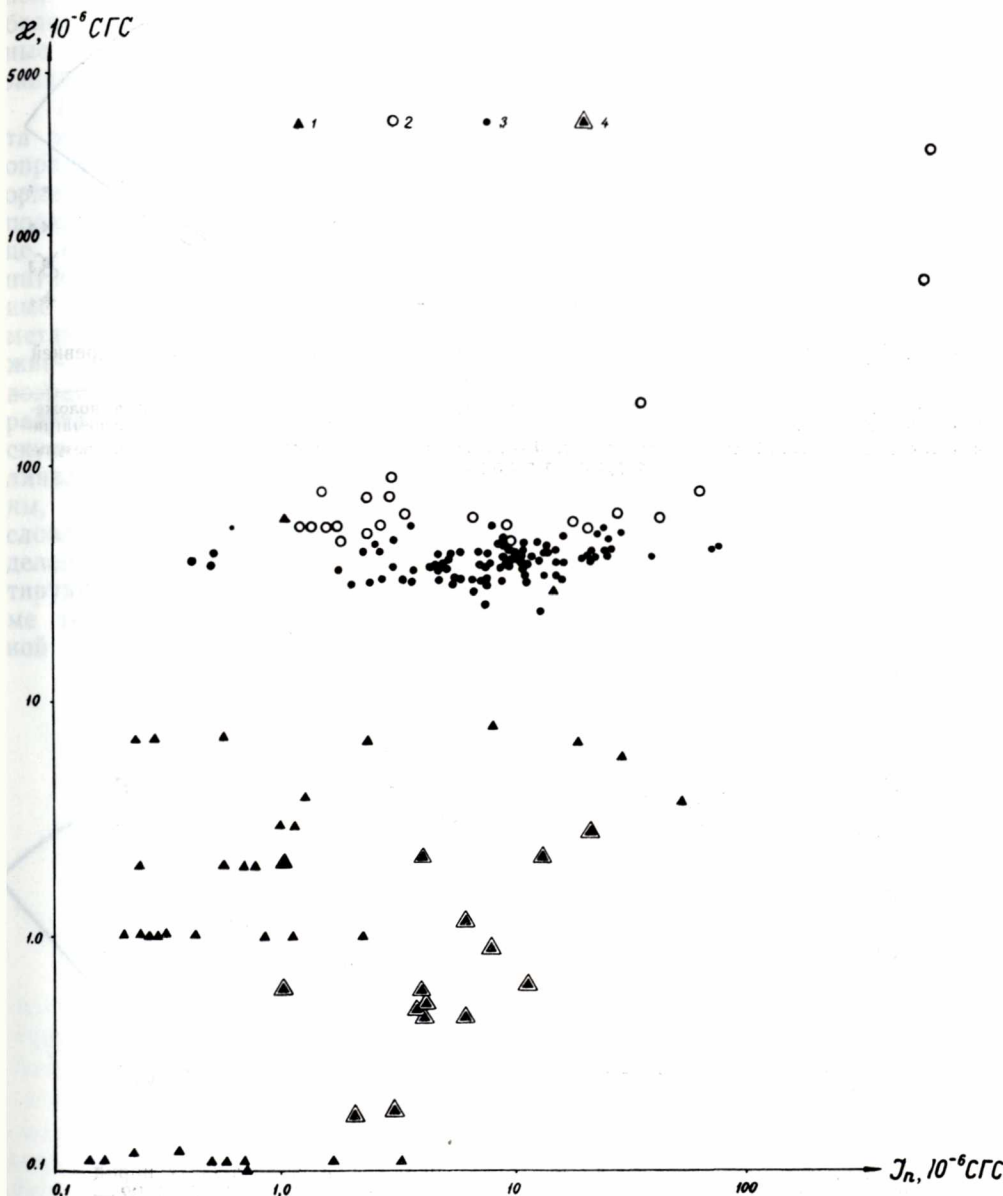


Рис. 3. Поле корреляции магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности для осадочно-метаморфических пород нижнего и среднего ятулия Елмозерской (1) и Летнеозерской (4) структур, эффузивов среднего ятулия (2) и изверженных габбро-диабазов верхнего ятулия (3).

Примечание: с ординатой  $\chi=0,1$  условно изображены образцы, для которых при измерениях на ИМВ-1  $\chi=0$ .

поля» уменьшает величину  $I_n$  в среднем до 70%, углы  $D$  и  $I$  также значительно изменяются. Проекция векторов  $I_n$  группируются на круговой диаграмме двумя кучными группами. Результирующие векторы этих групп располагаются в относительной близости к направлению перемагничивания, что свидетельствует о значительной доле современ-

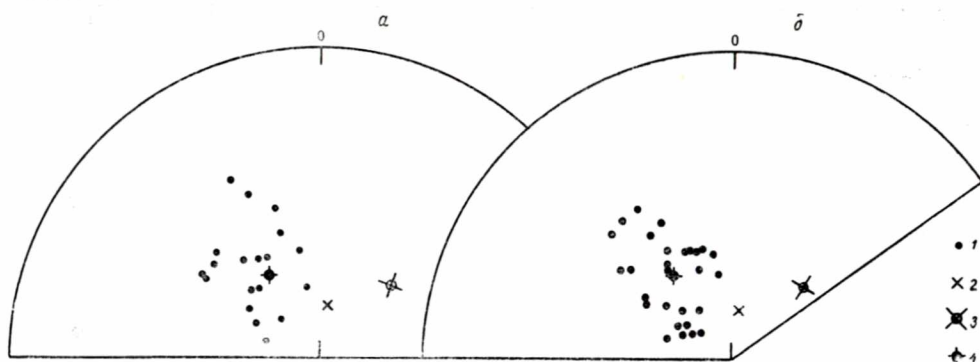


Рис. 4. Проекция векторов ниже- и среднеятулийских осадочных пород в древней системе координат.

Елмозерская структура; а — в положении «по полю», б — после 60-дневной выдержки в положении «против поля». 1 — проекция векторов  $I_n$  на нижнюю полусферу; 2 — направление перемагничивания в современной системе координат; 3 — то же в древней системе; 4 — проекция результирующего вектора

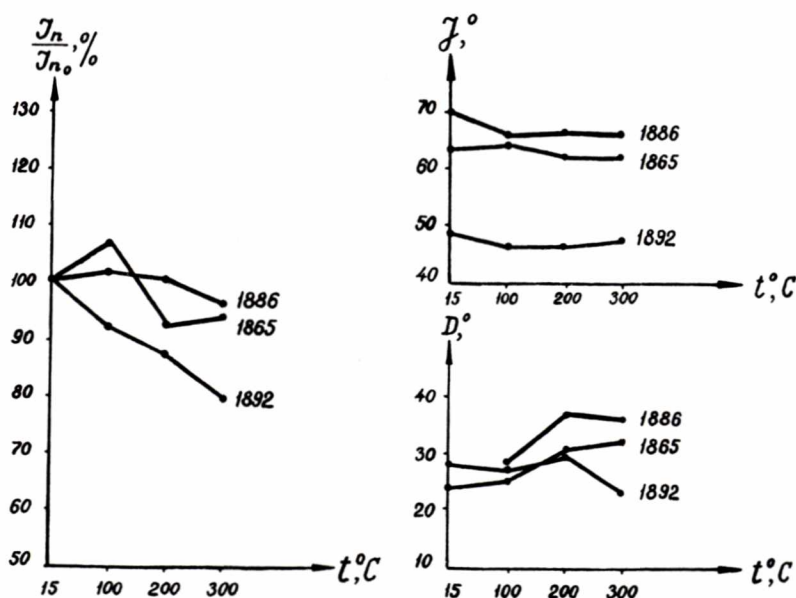


Рис. 5. Изменение вектора  $I_n$  при нагревании образцов осадочных пород нижнего и среднего ятулия. Елмозерская структура. 1886, 1865, 1892 — номера штучков.

ной намагниченности в суммарном векторе. Однако в исследуемых породах присутствует и древняя намагниченность. Об этом свидетельствует увеличение кучности векторов после временной чистки. Кучность группы векторов  $I_n$  западного крыла Лехтинской структуры, после вы-



держки образцов в положении «против поля», увеличивается с 30 до 60 (рис. 6). Увеличивается кучность и при переводе проекций  $I_n$  из современной системы координат в древнюю — с 23 до 42. Величина  $S$ , определяемая по формуле  $S = \frac{\sqrt{K_1}}{\sqrt{K_1 + 1} + K_2}$ , составляет 0,425, что свидетель-

ствует о метастабильности остаточной намагниченности. Для подсчетов координат палеомагнитного полюса использованы наиболее достоверно измеренные образцы восточного и западного профилей (рис. 7).

Палеомагнитная широта места отбора образцов определяется в  $38-39^\circ$ , координаты палеомагнитного полюса приведены в таблице. Координаты палеомагнитного полюса, определенные по образцам осадочно-метаморфических пород нижне- и среднеятулийского возраста, отобранным по разрезам через Елмозерскую и Летнеозерскую синклинали, несколько различны, что может быть обусловлено неточностью определения положения результирующего вектора. Кроме того, вследствие сложной тектонической об-

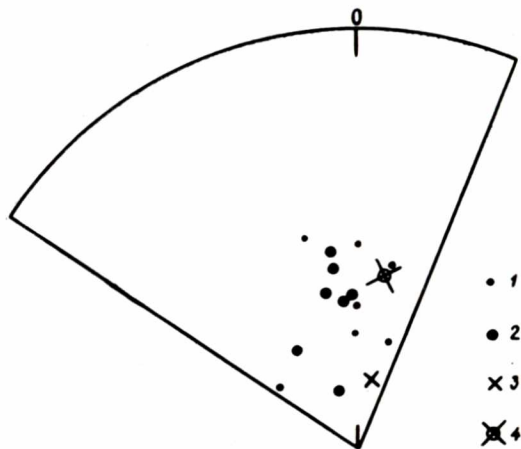


Рис. 6. Распределение проекций векторов  $I_n$  осадочных пород нижнего и среднего ятулия (Лехтинская структура, западное крыло). Система координат древняя.

1—2 — проекции векторов  $I_n$ , измеренных при положении образца «по полю» (1) и после 60-дневной выдержки «против поля» (2); 3—4 — направление перемангничивания в современной (3) и древней (4) системе координат.

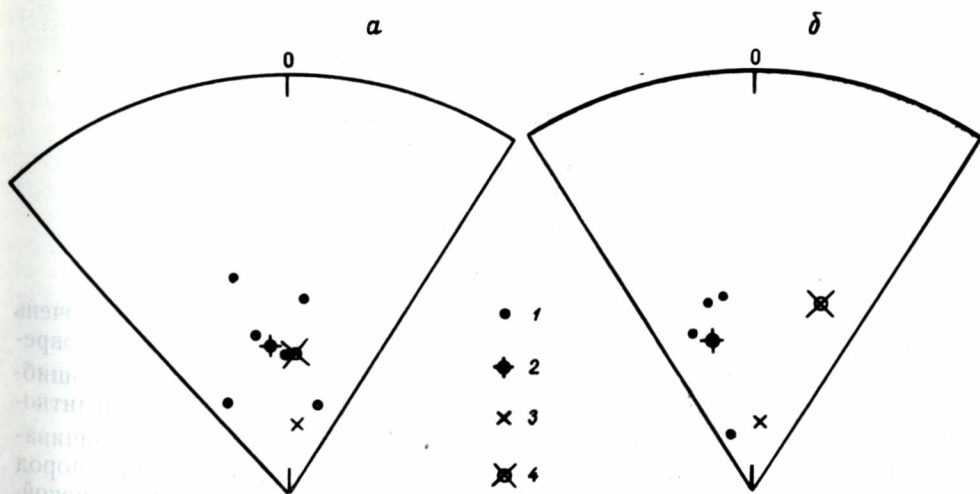


Рис. 7. Распределение проекций векторов  $I_n$  нижне- и среднеятулийских осадочных пород для западного (а) и восточного (б) крыльев Летнеозерской структуры: система координат древняя;  $K_a = 32$ ;  $K_b = 44$ .

1 — проекции векторов  $I_n$  на нижнюю полусферу; 2 — положение проекции результирующего вектора  $I_n^a$ ; 3—4 — направление перемангничивания в современной (3) и древней (4) системах координат.

нат.

становки, в определении элементов залегания в точке отбора ориентированного штуфа также возможна ошибка. Для обоих районов, особенно для Летнеозерской структуры, характерно наличие микроскладчатости, полосчатости, гофрировки в породах, микротрещиноватости, что затрудняет измерение элементов залегания. Кроме того, наблюдаемая остаточная намагниченность в изучаемых породах обычно является суммой древней и современной намагниченности. Древняя намагниченность стабильна, синхронна времени образования осадочных пород и связана, вероятно, с первичным гематитом. Современная намагниченность

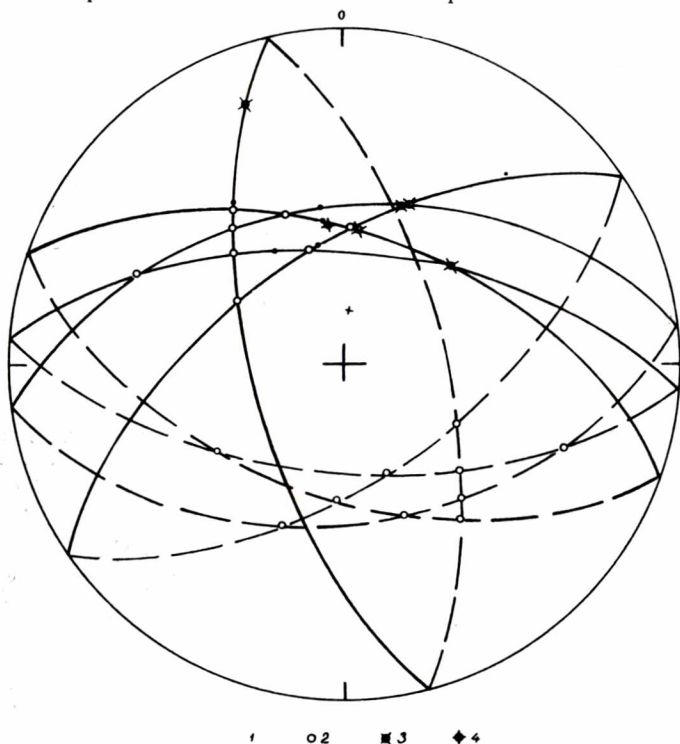


Рис. 8. Определение направления  $I_n^a$  для ниже-и среднеэулийских осадочных пород Елмозерской и Летнеозерской структур методом пересечения плоскостей перемагничивания. Система координат древняя.

1 — направление  $I_n$ , 2 — точки пересечения плоскостей перемагничивания; 3 — направление современного геомагнитного поля; 4 — направление  $I_n^a$ .

имеет вязкую природу и обусловлена магнетитом, который хотя и в очень малых количествах, широко распространен. Выделение  $I_n^a$  на фоне современной намагниченности, имеющей вязкую природу, сопряжено с ошибками. Для определения  $I_n^a$  с целью вычисления координат палеомагнитного полюса был использован метод пересечения кругов перемагничивания. В подсчете использованы 6 кубиков (3 штуфа) осадочных пород с Летнеозерской структуры и 4 кубика (2 штуфа) с Елмозерской, обладающие наименьшей  $I_{гв}$ , для которых величины  $I_n$ ,  $D$  и  $I$  определены наиболее достоверно. Координаты палеомагнитного полюса, вычисленные по  $D_{ср.}$  и  $I_{ср.}$ , определенным из пересечения 5-ти кругов перемагничивания, близки к цифрам, полученным ранее (табл., рис. 8).

Осадочно-метаморфические образования верхнего ятулия опробованы по пяти штуфам (четыре — из Елмозерской структуры и один — из

Координаты палеомагнитного полюса в ятулии

Район	Координаты места отбора		Направление намагниченности					Знак намагниченности	Координаты палеомагнитного полюса		Погрешности в определении полюса		Метод определения $I_n^a$	$\varphi_m$
	J	$\lambda$	D	J	M(n)	K	$\alpha_{95}^0$		$\Phi$	$\Lambda$	$Q_1$	$Q_2$		
Елмозерская структура, осадки $J_{a1-2}$	63°5	33°5	331°	60°	14(28)	33	5°	N	62°	264°	7,2	5,4	$\tau_{60}$	41°
Елмозерская структура, эффузивы $J_2$	63°5	33°5	345°	42°	24	26	6°	N	49°	235°	7,3	4,5	$\tau_{60}$	24°
Летнеозерская структура	64°5	34°	2°	58°	7	44	9°	N	64°	218°	14	10	$\tau_{60}$	38°
осадки $J_{1-2}$	64°5	34°	354°	57°	4	33	16°	N	64°	225°	23	17	$\tau_{60}$	39°
Елмозерская и Летнеозерская структуры, осадки $J_{a1-2}$	64°	34°	344°	52°	5(10)	10,5	15,6	N	57°	239°	21,4	14,5	$\tau_{60}$	33°

$\Phi$  и  $\lambda$  — широта и долгота места отбора; D и J — склонение и направление вектора  $I_n^a$ ; M — число штучков; n — число образцов; K — кучность;  $\alpha_{95}^0$  — 95% погрешность в определении среднего направления  $I_n^a$ , намагниченность; N — прямая;  $\Phi$  и  $\Lambda$  — широта и долгота полюса;  $\tau_{60}$  — компенсация вязкой намагниченности в течение 60-ти дней; статистика на уровне образцов.



Шуэзерского месторождения). Эти образцы песчаников обнаруживают величину  $I_n$  порядка  $14 \div 16 \cdot 10^{-6}$  СГС, величина магнитной восприимчивости не превышает  $7 \cdot 10^{-6}$  СГС. Фактор  $Q$  в пределах 1—6. Длительная выдержка в положении «против поля» уменьшает величину  $I_n$  не более, чем на 20%, без существенного изменения углов  $D$  и  $I$ . Нагревание одного из образцов снижает величину  $I_n$  до 5% первоначальной величины и существенно изменяет углы склонения и наклонения, приводя проекцию вектора  $I_n$  в положение, близкое к положению результирующего вектора ниже- и среднеятулийских осадочно-метаморфических пород. Эти данные свидетельствуют о сохранности древней

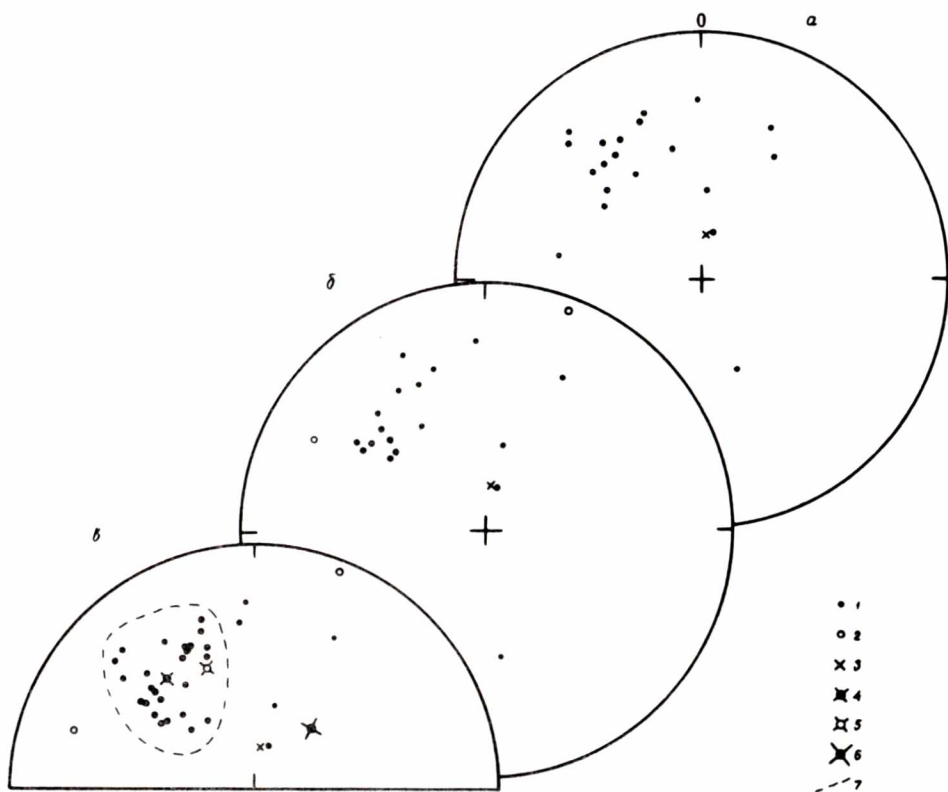


Рис. 9. Распределение проекций векторов  $I_n$  на нижнюю полусферу для эффузивов среднего ятулия Елмозерской структуры;  $a$  — до чистки, статистика на уровне штуфов, система координат современная,  $k=7$ ;  $б$  — после выдержки в положении «против поля» в течение 60-ти дней; статистика на уровне штуфов, система координат современная,  $k=42$ ;  $в$  — образцы, использованные для определения  $I_n^a$ , статистика на уровне образцов,  $k=26$ , система координат современная.

$1, 2$  — проекции векторов  $I_n$  на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы;  $3, 6$  — направление перемagnetничивания в современной (3) и древней (6) системах координат;  $4, 5$  — проекция результирующего вектора  $I_n^a$  в современной (4) и древней (5) системах координат;  $7$  — группа векторов, использованная для расчета  $I_n^a$ .

намагниченности в верхнеятулийских осадочно-метаморфических образованиях, однако вследствие малого количества образцов они не использованы для реконструкции положения палеомагнитного полюса.

Характеристика магнитных свойств среднеятулийских эффузивов (Елмозерская синклиналь) близка к магнитной характеристике осадочно-метаморфических пород. Магнитная восприимчивость варьирует в границах от  $50$  до  $90 \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность — от

$1 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $100 \cdot 10^{-6}$  СГС. Корреляционной зависимости между этими параметрами не наблюдается (рис. 3). Отношение  $\frac{I_n}{I_1}$  для подавляющего количества исследованных образцов более единицы. Выдержка в положении «против поля» в течение 60-ти дней для большей части образцов меняет величину и ориентировку  $I_n$  не более, чем на 10—20%. Меньшая часть образцов испытывает снижение величины  $I_n$  на 40—50% и более и даже перемагничивание. Следовательно, измеряемая *in situ* остаточная намагниченность является суммой векторов древней и современной намагниченности, причем последняя при изменении направления намагничивающего поля обнаруживает вязкую природу. На круговых диаграммах проекции вектором  $I_n$  располагаются довольно кучно ( $k=7$ ), вдалеке от направления перемагничивания (рис. 9 а). После проведения временной чистки в группе однородно направленных векторов кучность увеличивается до 26-ти (рис. 9 б). За  $I_n^a$  принят результирующий вектор кучной группы векторов. Для подсчета положения палеомагнитного полюса вектор  $I_n^a$  переведен в древнюю систему координат, причем условно принято, что эффузивы залегают согласно с ятулийскими осадочными образованиями (азимут  $70^\circ$ , угол  $20^\circ$ ). Палеомагнитная широта места отбора образцов  $\varphi_m = 24^\circ$ . Координаты палеомагнитного полюса составляют  $49^\circ$  с. ш. и 235 в. д. (табл.). Остаточная намагниченность эффузивов, вероятно, обусловлена наличием в них сингенетического (времени автометаморфизма) гематита. Магнитная восприимчивость может быть обусловлена суммарным эффектом всех парамагнитных и ферромагнитных минералов, количество которых (сумма магнитной и электромагнитной фракций) может достигать 60—75% веса шлиха.

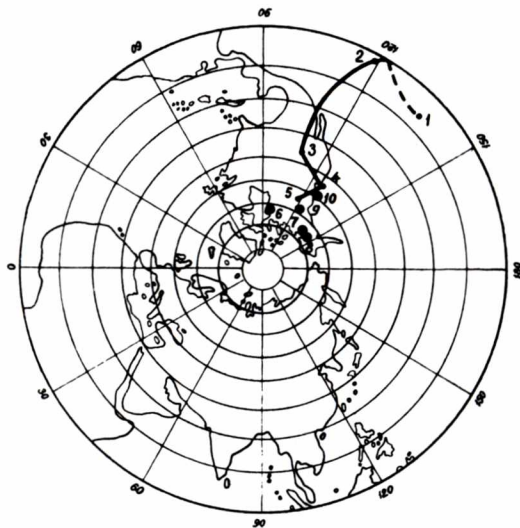


Рис. 10. Положение палеомагнитного полюса в докембрии, вычисленное по исследованиям:

1 — верхнеторридонских песчаников, Шотландия; 2 — то же, Лонгмайского яруса, Шропшир, Англия; 3 — торридонских песчаников, Англия; 4 — важинского разреза, южная Карелия; 5 — шокиншской свиты, южная Карелия; 6 — песчаников Елмозерской структуры, центральная Карелия; 7—8 — песчаников Летнеозерской структуры, северная Карелия; 9 — объединенные результаты 6—8,  $I_n^a$  определено методом пересечения кругов перемагничивания; 10 — эффузивных диабазов Елмозерской структуры, центральная Карелия.

Положение палеомагнитного полюса нижнего и среднего ятулия, определенное по осадочно-метаморфическим и эффузивным породам этой эпохи, хорошо согласуется с данными по юттию центральной и южной Карелии, опубликованными П. Л. Кацеблиным (рис. 10). Наши результаты не противоречат закономерности в перемещении палеомагнитного полюса в докембрии, намеченной ранее по исследованиям осадочных пород Шотландии, Англии и Карелии.

Магнитная восприимчивость габбро-диабазов находится в пределах  $(24 \div 56) \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность —  $(0,42 \div 54,0) \cdot 10^{-6}$  СГС (рис. 3). До чистки отношение  $\frac{I_n}{I_1}$  ( $Q$ ) более 1,0 лишь для 4,5%



образцов (4 из 90). После чистки (выдержка в положении «против поля» в течение 60-ти дней) число образцов с  $Q > 1$  увеличивается до 14,5%, так как  $I_n$  уменьшается в среднем на 35%. Корреляция между  $I_n$  и  $\chi$  отсутствует. Остаточная намагниченность значительно более изменчива, чем магнитная восприимчивость. Все это позволяет заключить, что ответственными за эти параметры являются разные минералы.

Распределение проекций векторов  $I_n$  показано на рис. 11 а. Все вектора (за исключением двух) обнаруживают положительное наклонение. Группирования в какой-либо области либо тяготения к направлению перемангничивания не наблюдается, намечается лишь преобладание векторов северо-западных и юго-восточных направлений, т. е. согласных с ориентировкой тектонических структур района. Это наводит на мысль о причинной связи ориентировки вектора древней остаточной намагниченности с направлением стресса.

Выдержка в положении «против поля» (60 дней и более) снимает до 35% величины  $I_n$ . Изменение углов  $D$  и  $I$  приводит к некоторой упорядоченности в распределении проекций векторов (рис. 11 б). Во-первых, наблюдается некоторая группировка их в области  $D = 300-330^\circ$  и  $I = 15-45^\circ$ , где определено положение результирующего вектора  $I_n^a$  по песчанникам и кварцитам  $Ja_{1-2}$ . Во-вторых, для значительной группы образцов проекции векторов  $I_n$  при размагничивании современным земным полем перемещаются к направлению  $0-180^\circ$ , близкому к направлению перемангничивания, что свидетельствует об их палеомагнитной метастабильности. Возможно, что в суммарную остаточную намагниченность, кроме современной составляющей, входят две древние. Носителем одной из них может быть гематит времени автометаморфизма, наблюдающийся в образцах в виде землистых масс, полос, прожилков, пятен. Носителем другой может быть гематит, образовавшийся в период Кондопожской складчатости.

Полученные материалы свидетельствуют о наличии в верхнеятулийских габбро-диабазх древней намагниченности и принципиальной пригодности этих пород для изучения палеомагнетизма. Чтобы использовать эти породы для реконструкции координат палеомагнитного полюса, необходимы дополнительные исследования по выделению древней компоненты намагниченности.

### Выводы

В разрезе ятулийских образований имеются породы, пригодные для палеомагнитных исследований, а именно — песчанники и кварциты всех трех отделов ятулия, среднеятулийские эффузивы и верхнеятулийские изверженные габбро-диабазы. Этим породам присуща естественная остаточная намагниченность, величина и направление которой определяются достаточно надежно. В составе этого вектора присутствует и может быть выделена древняя намагниченность, синхронная времени образования породы или определенному этапу ее геологической истории. В осадочных породах носителем древней намагниченности является хемогенный гематит, в эффузивных и интрузивных диабазх — гематит периода автометаморфизма, образовавшийся во время остывания лав, а, иногда, возможно, в период последующей складчатости (Кондопожская).

По осадочно-метаморфическим породам нижнего и среднего ятулия и эффузивам среднего ятулия реставрировано положение палеомагнитного полюса. Полученные цифры хорошо согласуются между собой и с полученными ранее данными по аналогичным ютнийским образованиям.



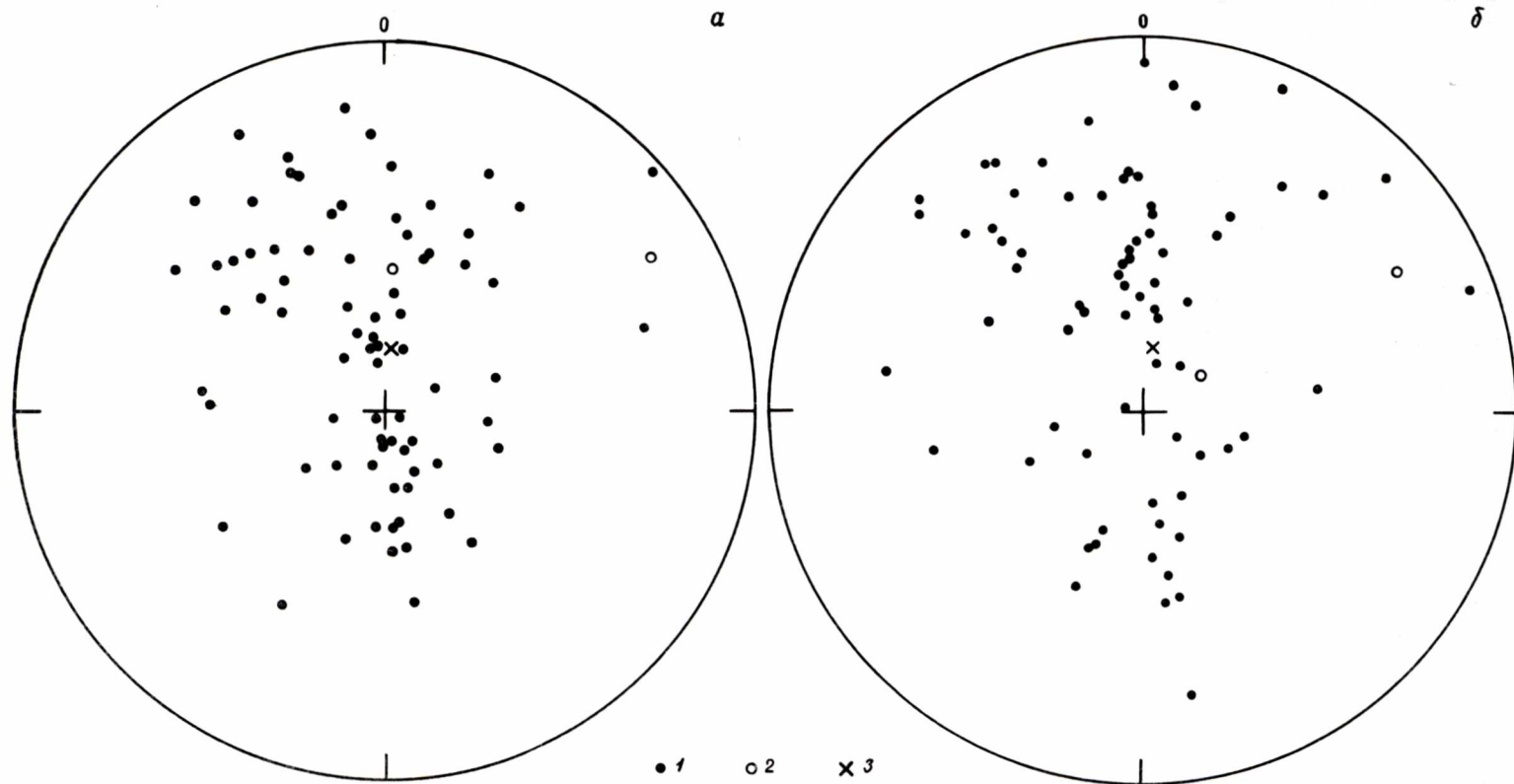


Рис. 11. Распределение векторов  $I_n$  в габбро-диабазях верхнего ягулия (участки Уница и Дианова Гора) до (а) и после (б) выдержки образцов в положении «против поля» в течение 60—70 дней.

Система координат современная. Каждый вектор  $I_n$  — среднее из двух образцов. (1—2) — проекции векторов на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы; 3 — направление перемангничивания.

## ЛИТЕРАТУРА

Кацеблин П. Л. О направлении намагниченности иотнийских песчаников южной Карелии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, № 1, 1968а.

Кацеблин П. Л. О природе намагниченности иотнийских песчаников южной Карелии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, № 2, 1968б.

Кищенко Н. Т. О ферромагнитных минералах в иотнийских осадочных образованиях южной Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2. Петрозаводск, 1968.

Кищенко Н. Т., Кацеблин П. Л. Намагниченность ятулийских образований Карелии.— Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии», Петрозаводск, 1971.

Соколов В. А. Вопросы геологии ятулия.— В кн.: Вопр. геологии и законом. разм. полезн. ископ. на терр. Карелии. Петрозаводск, 1966.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология и палеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967.

Л. П. СВИРИДЕНКО, Е. М. РОМАНОВ

## К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Петрофизические карты позволяют наиболее эффективно использовать физические свойства пород при изучении истории геологического развития регионов, при исследовании связи тектоники и магматизма, для характеристики метаморфических процессов, для поисков полезных ископаемых (Дортман, Жданов, 1967; Дортман, Демин, 1968; Дортман, Жданов, 1969). Разработанная петрофизическая классификация кристаллических пород, в основе которой лежит использование закономерных связей физических параметров с минеральным составом пород, с успехом применена при составлении легенд петрофизических карт. Но при составлении петрофизических карт на площадях развития региональной мигматизации и гранитизации возникают определенные трудности из-за недостаточной выдержанности петрофизических групп по площади. Ультраметаморфические комплексы нередко включают в себя породы сложного генезиса. Субстрат мигматитов часто представлен разнообразными по составу метаморфическими породами, претерпевшими полиметаморфизм и в различной степени гранитизированными. Широкий набор петрографических разновидностей в таких комплексах и неравномерное распределение порообразующих минералов в составе пород обуславливают высокие дисперсии плотностей в петрофизических группах. При составлении мелкомасштабных петрофизических карт отмеченная особенность не оказывает сколько-нибудь существенного влияния на установление общих петрофизических характеристик. Но при составлении крупномасштабных петрофизических карт возникают значительные трудности в объективном отражении фактического материала, в способе изображения неоднородных комплексов и в объективной интерпретации степени их неоднородности. В качестве одного из способов решения этой проблемы нами предлагается сопровождать геологические карты картами трендповерхностей физических свойств (плотность, магнитная восприимчивость) либо наносить изолинии физических свойств непосредственно на геологическую карту. В качестве примера приводится карта тренда плотности для площади распространения комплекса фундамента раннепротерозойской геосинклинали (район оз. Верхнее Куйто, рис. 1). Поверхность тренда вычислена на ЭВМ «Минск-22» по программе, принцип составления которой заключался в том, что наблюдаемые в отдельных узлах некоторой прямоугольной сетки величины считаются значениями гипотетической функции координат  $z = f(x; y)$ , заданных на соответствующей плоскости. Если бы вид функции  $z$  был известен, то задача заключалась бы в вычислении ее значений в тех точках, где нет наблюдений. Поскольку в общем случае вид функции неизвестен, предполагается, что она удовлетворяет уравнению Лапласа. В этом случае нахождение недостающих значений



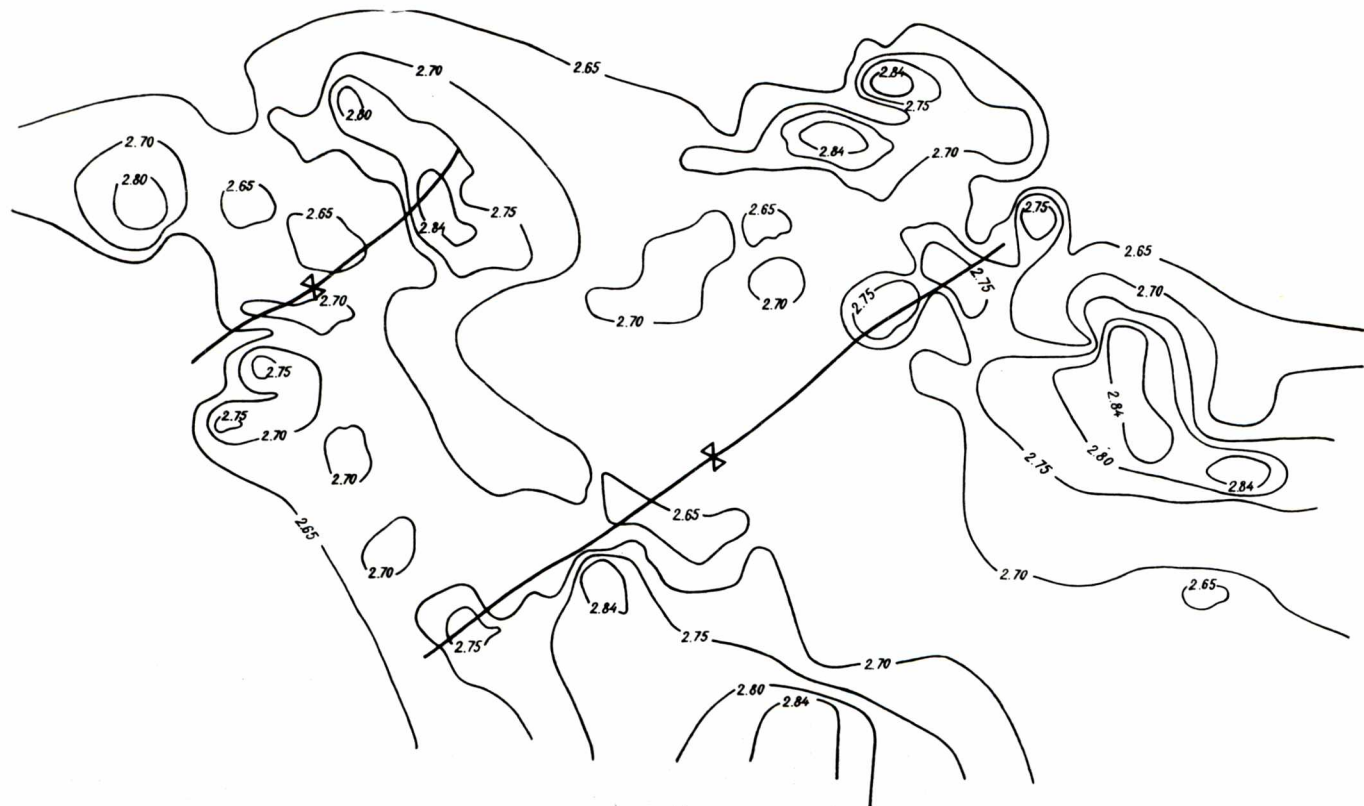


Рис. 1. Тренд плотности пород комплекса фундамента равнин карелид района оз. Верхнее Куйто. На карту тренда нанесены оси синклиналей.

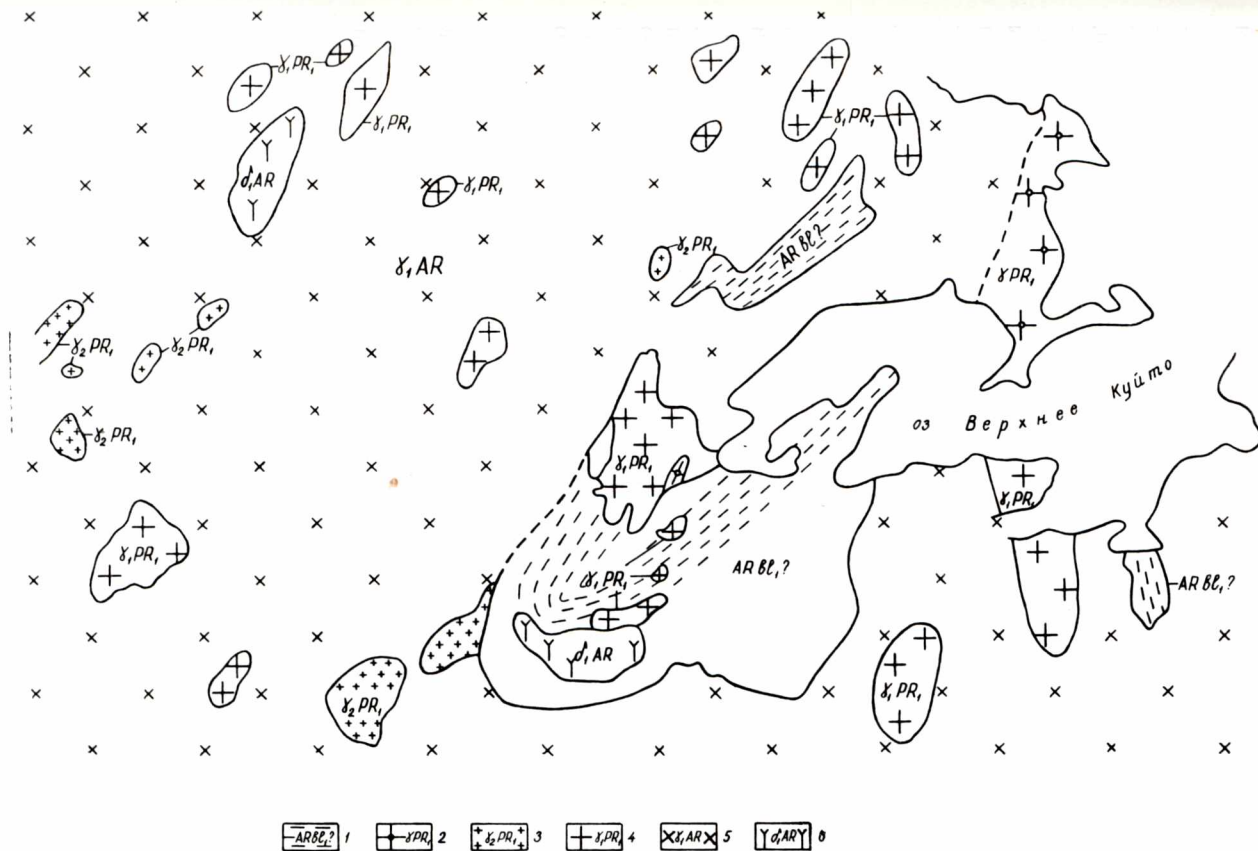


Рис. 2. Геологическая карта района оз. Верхнее Куйто, составленная по карте Смирновой.

1 — беломорская серия. Нижняя толща. Биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — нижнепротерозойские нерасчлененные интрузии. Границы плагиомикроклиновые, микроклиновые, порфировидные, плагиоклазовые, частью гранодиориты, диориты, мигматиты; 3 — поздние нижнепротерозойские интрузии. Граниты амфиболовые, плагиомикроклиновые, частью граносиениты; 4 — ранние нижнепротерозойские интрузии. Граниты биотитовые плагиомикроклиновые, микроклиновые, плагиоклазовые, частью гранит-аплиты. Ранние архейские интрузии; 5 — олигоклазовые гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, частью мигматиты. Гранито-гнейсы, биотитовые гнейсы; 6 — гнейсо-диориты и диориты.

достигается методом итераций, причем единственным образом. При этом итерационный процесс обладает сходимостью и устойчивостью.

Составление геологической карты на площадях развития комплекса фундамента представляет большие трудности, так как биотитовые и амфиболовые разновидности гнейсов неравномерно перекристаллизованы и образуют частые взаимопереходы с соответствующими по составу плагиогранитоидами. Не удивительно поэтому, что так различаются геологические карты, составленные разными исследователями (рис. 2,3). Карта поверхностей тренда физических свойств, дающая дополнительную информацию о породах, способствует, таким образом, объективному отражению геологического строения. На геологической карте (рис. 2) большая часть территории сложена гнейсо-гранодиоритами, гнейсо-гранитами, биотитовыми гнейсами, мигматитами. Но неоднородность состава не находит своего отражения на геологической карте. С применением тренданализа физических свойств этот недостаток карты в определенной мере восполняется. На карте тренда плотности для рассматриваемой территории (рис. 1) поле гнейсо-гранодиоритов, гнейсо-гранитов, биотитовых гнейсов неоднородно. На общем фоне, плотность которого соответствует гранодиориту-диориту ( $2,65-2,70 \text{ г/см}^3$ ), наблюдаются локальные максимумы с плотностью выше  $2,84$  и локальные минимумы с плотностью ниже  $2,65 \text{ г/см}^3$ .

Максимальные значения плотности характеризуют пироксеновые амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы, являющиеся продуктами прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации, т. е. породы не претерпевшие диафтореза и гранитизации. Зоны, к которым приурочены максимумы плотности, представляют собой, таким образом, зоны частой встречаемости исходных пород. По своей конфигурации они характеризуются преимущественной вытянутостью в северо-западном направлении. Как видно на геологической схеме этого района, составленной в более крупном масштабе (рис. 3), северо-западному направлению, очевидно, соответствовало залегание пород до того, как они претерпели северо-восточную складчатость. Оси синклинальных складок нанесены на карте тренда.

Минимумы плотности на площади распределены неравномерно. Конфигурация их близка к изометричной. Распределение максимумов и минимумов плотности в целом дает представление о характере и интенсивности гранитизации.

Карты поверхностей тренда физических свойств дают объективный фактический материал о характере пространственного распределения физических свойств (плотности, либо магнитной восприимчивости). Сопоставление их с геофизическими картами будет способствовать установлению влияния верхних горизонтов земной коры на характер гравитационного или магнитного полей.

## ЛИТЕРАТУРА

Дортман Н. Б., Жданов В. В. Петрофизические исследования при геологическом картировании докембрийских образований.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.

Дортман Н. Б., Демин А. А. Использование петрофизических исследований при геологической съемке в Прибайкалье.— Разведка и охрана недр, № 1, 1968.

Дортман Н. Б., Жданов В. В. Взаимосвязь петрофизической характеристики горных пород с геологическим строением регионов.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 5. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969.



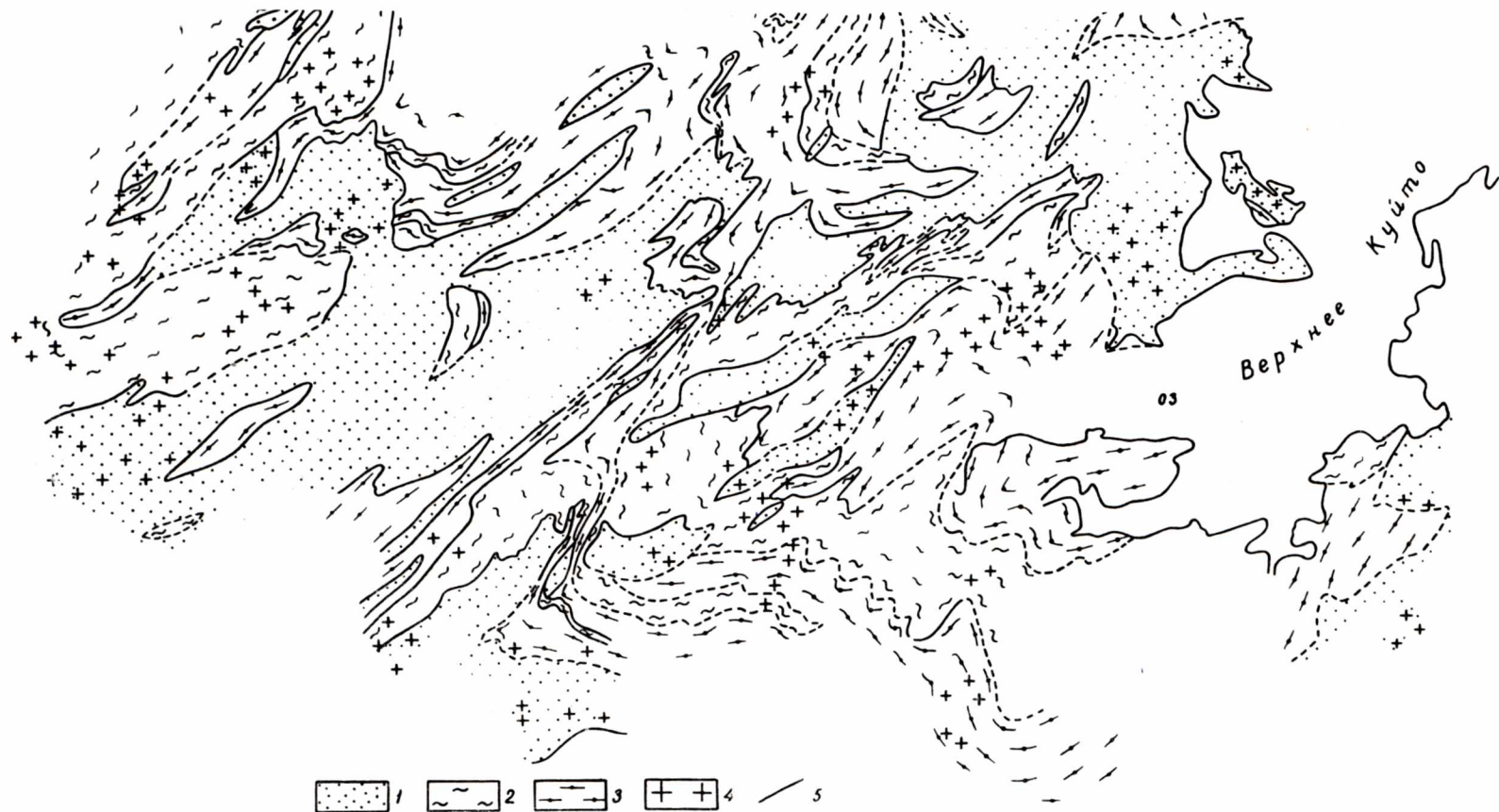


Рис. 3. Схематическая геологическая карта оз. Верхнее Куйто, составленная Ю. И. Лазаревым и Л. П. Свириденко.

1 — плагиогранито-гнейсы и плагиогранитоиды; 2 — биотитовые разновидности плагиогнейсов; 3 — амфиболиты и амфиболовые разновидности плагиогнейсов; 4 — зоны инъекционной мигматизации и гранитизации; 5 — контакты между метаморфическими породами и гранитоидами плагиогранитной серии.

Л. П. СВИРИДЕНКО

## ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ ГРАНИТООБРАЗОВАНИИ

Разуплотнение при гранитизации в настоящее время считается общепризнанным и большая заслуга в этом принадлежит Н. Б. Дортман и В. В. Жданову (Дортман, 1968; Дортман, Жданов, 1971; Жданов, 1968 и др.), работы которых послужили основой изучения физической сущности данного процесса. Получила объяснение приуроченность гранитизации к тектоническим структурам положительного знака: «...Разуплотнение вещества при гранитизации еще раз свидетельствует о падении давления при этом процессе по сравнению с давлением гранулитовой и эклогитовой фации метаморфизма и показывает, что гранитизация протекает преимущественно в участках воздымания земной коры» (Дортман, Жданов, 1971, стр. 335). Вместе с тем большинством исследователей разделяется представление о том, что главной причиной разуплотнения при гранитизации является щелочной метасоматоз (Гапеева, 1964; Верба и др., 1967 и др.). Изучение физических свойств горных пород в областях развития региональной мигматизации и гранитизации Карелии показывает, что разуплотнение, имеющее место при гранитизации архейского метаморфического комплекса фундамента нижнепротерозойской геосинклинали и разуплотнение при гранитизации нижнепротерозойских комплексов различаются по своей природе.

### Разуплотнение при гранитизации комплекса фундамента ранних карелид

Метаморфический комплекс фундамента карелид представлен амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами. Подчиненным распространением пользуются гранат-биотитовые и гранат-амфиболовые гнейсы. Изредка встречаются двупироксеновые кристаллические сланцы и гиперстен-биотитовые гнейсы. В целом в комплексе фундамента широко развиты богатые кальцием породы. Самая высокая плотность характерна для двупироксеновых кристаллических сланцев и гиперстен-биотитовых гнейсов. Средние значения их составляют соответственно 2,85 и 2,72 г/см<sup>3</sup> при низких значениях стандартных отклонений и коэффициентов вариации (табл. 1). Данные породы сформированы в результате прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации. Две последующие группы пород: амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов и биотитовые плагиогнейсы, кроме прогрессивно метаморфизованных пород, включают также продукты диафтореза. Средние плотности их более низкие (табл. 1). Следовательно, определенное разуплотнение пород устанавливается при диафторезе. Но значительное разуплотнение связано с формированием

Таблица 1

## Плотность горных пород западной Карелии

Название породы	Кол-во образцов	Статистические характеристики		
		$\bar{\sigma}$	S	V

## Комплекс фундамента

Двупироксеновые кристаллические сланцы	26	2,85	0,11	4,02
Гиперстен-биотитовые гнейсы	67	2,72	0,04	1,57
Амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов	77	2,79	0,67	24,75
Биотитовые плагиогнейсы	57	2,69	0,10	3,65
Плагиогранитоиды	108	2,66	0,03	1,07

## Комплекс собственно геосинклинальных образований и гранитоидов

Амфиболовые сланцы и амфиболиты	38	2,93	0,08	2,81
Биотитовые сланцы и гнейсы	221	2,70	0,05	2,00
Порфиробластические гранодиорито-гнейсы и гранодиориты	51	2,68	0,03	1,16
Гранодиорито-гнейсы	117	2,69	0,04	1,38
Гранито-гнейсы и кварц-полевошпатовые гнейсы	111	2,65	0,04	1,42
Нормальный гранит (теневого мигматит)	59	2,63	0,04	1,40
Жильный гранит мигматитов	37	2,60	0,07	2,68

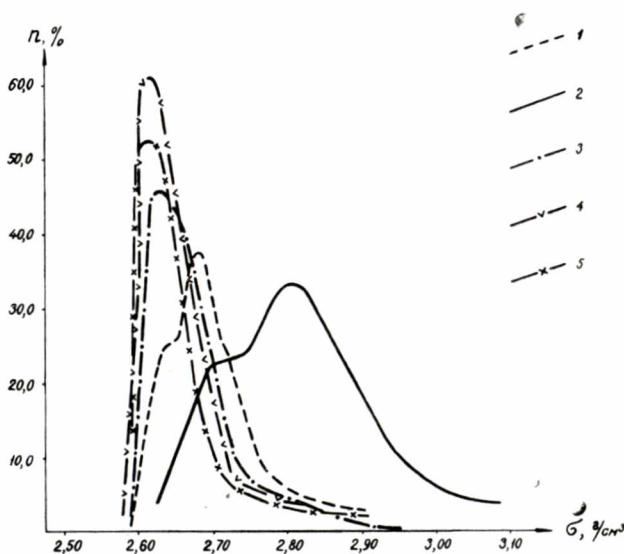


Рис. 1. Кривые распределения плотностей главных разновидностей пород комплекса фундамента ранних карелид.

1 — биотитовые плагиогнейсы; 2 — амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов; 3 — плагиогранитоиды; 4 — плагиомикроклиновые граниты; 5 — жильные микроклиновые граниты.



гранитоидов плагиигранитной серии (кварцевые диориты, трондjemиты, плагииграниты). Средняя плотность этих гранитоидов — 2,65 г/см<sup>3</sup>. Гранитоиды плагиигранитной серии образуются в результате региональной перекристаллизации биотитовых и амфиболовых разновидностей плагиигнейсов и образуют с ними частые постепенные взаимопереходы. Это находит свои отражения в форме кривых распределения плотностей главных разновидностей метаморфических пород и плагиигранитоидов

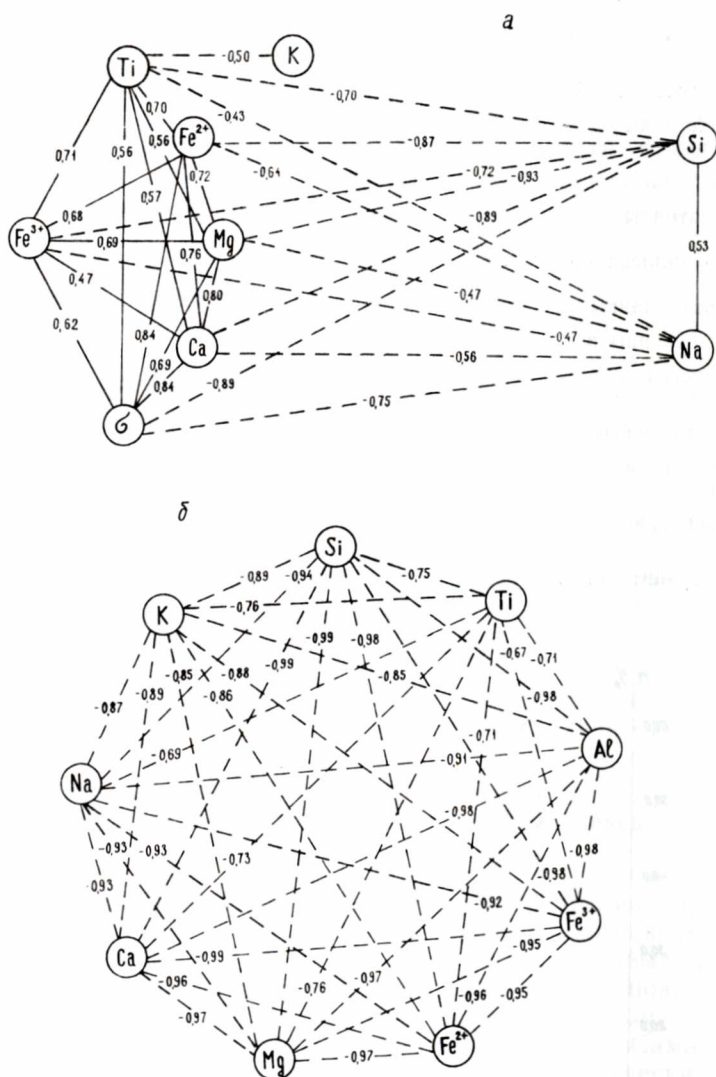


Рис. 2. Корреляция химического состава амфиболитов и амфиболовых разновидностей гнейсов (в кислородных отношениях) с плотностью пород ( $\sigma$ ):

*a* — парная корреляция, *б* — частная корреляция. Сплошными линиями показаны положительные линейные связи, пунктирными — отрицательные.

(рис. 1). Кривые распределения плотностей амфиболовых и биотитовых разновидностей плагиигнейсов имеют асимметричную форму и охватывают значения плотностей, типичных для плагиигранитоидов. Среди последних также устанавливаются плотности, свойственные метаморфи-

ческим породам, но процент встречаемости их ниже десяти. В этом признаке, по-видимому, проявляется генетическая связь данных образований. Перекристаллизация с образованием плагиогранитоидов протекала в условиях, близких к изохимическим, но сопровождалась метаморфической дифференциацией, обусловившей неравномерность распределения порообразующих минералов. Благодаря этому породы имеют пестрый состав, и темноцветные минералы наблюдаются в виде кучкообразных скоплений. Для того, чтобы установить связь плотности с химическим составом пород, был проведен корреляционный анализ химического состава (в виде кислородных отношений) с плотностью для амфиболовых разновидностей гнейсов и гранитоидов плагиогранитной серии. Значимые коэффициенты парной и частной корреляции представлены на рис. 2 и 3.

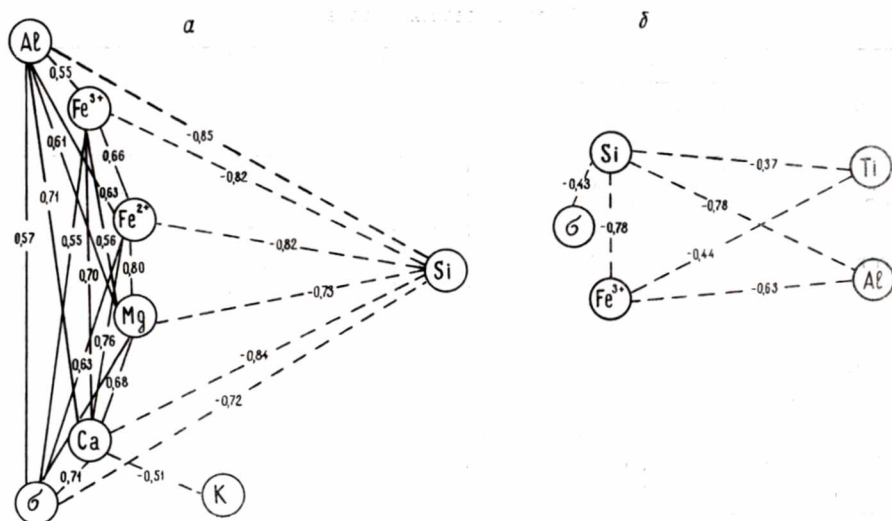


Рис. 3. Корреляция химического состава плагиогранитоидов (в кислородных отношениях) с плотностью пород ( $\sigma$ ):

*a* — парная корреляция, *б* — частная корреляция. Сплошными линиями показаны положительные линейные связи, пунктирными — отрицательные.

В 11-компонентной системе амфиболитов и амфиболовых разновидностей гнейсов плотность пород имеет положительные линейные связи с  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, Ca, Ti, то есть с главными порообразующими элементами темноцветных силикатов, и отрицательные линейные связи с Na и Si (рис. 2). В этой системе установлена значимая криволинейная связь алюминия с плотностью. По результатам частной корреляции перечисленные линейные связи плотности с порообразующими элементами не подтвердились. Следовательно, величина плотности в рассматриваемых породах не зависит от концентрации какого-либо отдельно взятого порообразующего элемента.

В 10-компонентной системе плагиогранитоидов (рис. 3) также наблюдаются положительные линейные связи плотности с порообразующими элементами темноцветных минералов ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, Ca, Al) и отрицательная линейная связь с кремнием. Сила связей слабеет по сравнению с таковой в амфиболовых разновидностях гнейсов. Вместо криволинейной связи алюминий — плотность для амфиболовых разновидностей гнейсов появляется криволинейная связь титан — плотность. По результатам частной корреляции подтверждается отрицательная

линейная связь плотности с кремнием при значительно меньшей силе связи ( $\gamma = -0,43$  вместо  $\gamma = -0,72$ ), что, по всей вероятности, связано с увеличением содержания кварца при гранитообразовании.

Сравнивая характер связей плотности с порообразующими элементами для амфиболитов и амфиболовых разновидностей гнейсов с характером соответствующих связей для плагиогранитоидов, образовавшихся в результате перекристаллизации этих гнейсов, приходим к заключению об их большом сходстве.

Рассмотрим удельные веса порообразующих минералов метаморфических пород и образовавшихся по ним гранитоидов (табл. 2), определявшиеся методом гидростатического взвешивания с микроплавком (Щербак и др., 1969).

Таблица 2

Удельный вес минералов

Минерал	Амфиболовые гнейсы			Биотитовые гнейсы			Плагиограниты		
	$\bar{d}$	S	V	$\bar{d}$	S	V	$\bar{d}$	S	V
Кварц	2,66	0,02	0,65	2,64	0,03	1,22	2,66	0,01	0,5
Плагиоклаз	2,63	0,01	0,65	2,65	0,02	0,59	2,62	0,02	0,61
Биотит	3,08	0,03	0,90	3,07	0,03	1,06	3,07	0,03	1,06

Средние удельные веса плагиоклаза метаморфических пород выше среднего удельного веса плагиоклаза гранитоидов, что согласуется с более высокой основностью плагиоклаза метаморфических пород. Несколько выше удельный вес биотита амфиболовых разновидностей гнейсов по сравнению с удельным весом биотита плагиогранитоидов. Но для того, чтобы иметь более полное представление о характере изменения удельных весов минералов при формировании плагиогранитоидов, рассмотрим кривые распределения удельного веса ( $d$ ) порообразующих минералов (рис. 4). Кривые распределения  $d$  кварца асимметричны. Удельный вес кварца колеблется в широких пределах, при этом в метаморфических породах преобладают высокие значения удельного веса. В плагиогранитоидах наоборот наибольшим распространением пользуется кварц с низким удельным весом. Но и здесь присутствует кварц с более высокими значениями удельного веса, широко распространенными в метаморфических породах. Поэтому, несмотря на одинаковые средние значения удельных весов кварца в метаморфических породах и плагиогранитоидах, максимальным количеством низких удельных весов кварца обладают плагиогранитоиды. При определении удельных весов кварца установлено, что максимальные значения характерны для зерен голубого цвета, которые чаще встречаются в метаморфических породах. В плагиогранитах встречаемость зерен такого кварца не превышает 5%.

Кривая распределения удельного веса плагиоклаза плагиогранитоидов асимметрична. Наиболее распространенный удельный вес плагиоклаза составляет 2,64 г/см<sup>3</sup>, являясь промежуточным между широко распространенным удельным весом плагиоклаза амфиболовых разновидностей гнейсов и удельным весом «тяжелого» плагиоклаза биотитовых плагиогнейсов (рис. 4). Одинаковым распространением (19% встречаемости) пользуются плагиоклазы с удельным весом 2,62; 2,61 и 2,60 г/см<sup>3</sup>. В целом они составляют более 50% встречаемости.



Разуплотнение плагиоклаза, вероятно, связано с понижением его основности, которое имеет место при гранитообразовании.

Сопоставление химических составов плагиоклаза метаморфических пород и образовавшихся по ним гранитоидов показывает, что раскисление идет, главным образом, за счет уменьшения содержания анортитового компонента при почти постоянном либо очень незначительно возрастающем альбитовом компоненте. Непостоянный удельный вес плагиоклаза плагиогранитоидов определяется непостоянством его состава, который колеблется от олигоклаза до андезина и включает реликтовые ранние генерации плагиоклаза метаморфических пород.

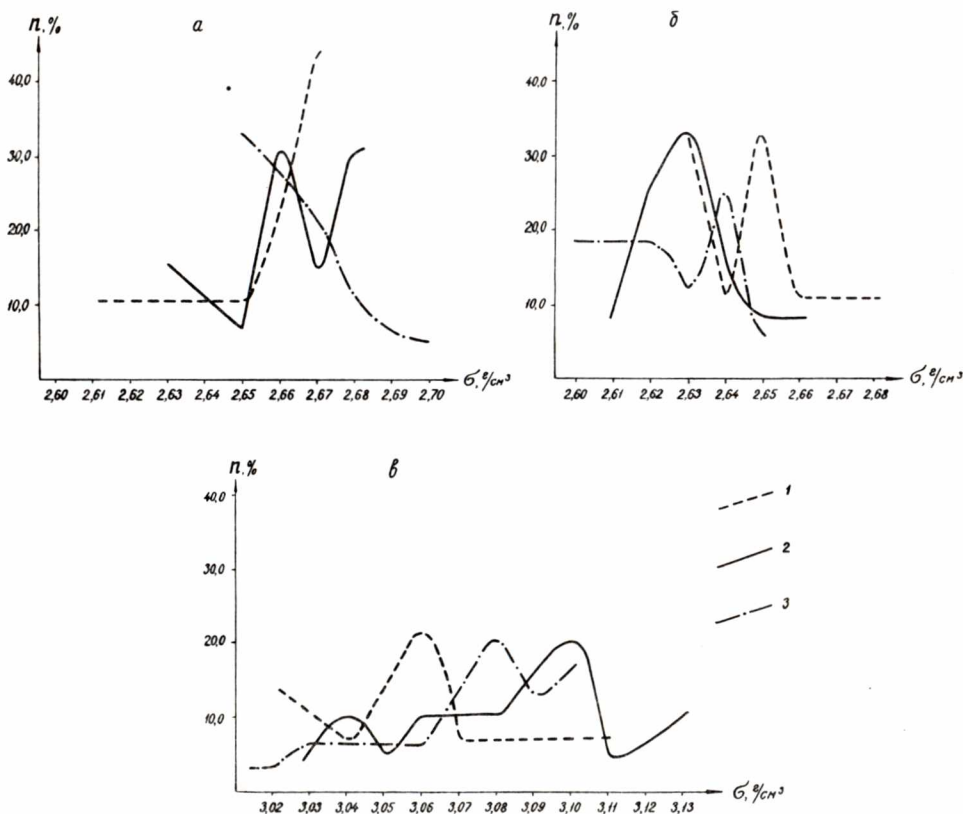


Рис. 4. Кривые распределения удельных весов породообразующих минералов:

*а* — кварц, *б* — плагиоклаз, *в* — биотит.

1 — биотитовые плагиогнейсы; 2 — амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов; 3 — плагиогранитоиды.

Кривые распределения удельного веса биотита как метаморфических пород, так и плагиогранитоидов резко асимметричны. Удельный вес биотита колеблется в широких пределах. Кривая биотита для плагиогранитоидов включает все значения удельных весов биотита метаморфических пород и более низкие значения, характерные для плагиогранитоидов. Широкий интервал удельных весов, по-видимому, объясняется наличием нескольких генераций биотита, устанавливающихся петрографически.

Разуплотнение структуры биотита, определяющее уменьшение его удельного веса, обусловлено тенденцией перехода ряда катионов в более

низкую координацию, например,  $Al_{VI} \rightarrow Al_{IV}$  (Свириденко, Кожевников, 1971).

Общей особенностью рассмотренных выше кривых распределения удельных весов породообразующих минералов метаморфических пород и плагиигранитоидов является их резкая асимметричность, иногда — бимодальность. Для кривых распределения удельных весов породообразующих минералов гранитоидов присуще смещение моды или кривой в целом в область меньших значений удельных весов. Но в то же время они всегда включают тот или иной процент значений удельных весов, типичных для одноименных минералов метаморфических пород.

Следовательно, при перекристаллизации биотитовых и амфиболовых разновидностей плагиигнейсов комплекса фундамента нижнепротерозойских геосинклинальных образований происходит уменьшение удельного веса породообразующих минералов. Изучение причин этого явления показало, что перекристаллизация сопровождается изменением химического состава минералов. При этом имеет место стремление катиона перейти в более низкую координацию, то есть наблюдается тенденция к разуплотнению структур минералов. Метасоматическая гранитизация здесь пользуется ограниченным развитием. Обычно она приурочена к линейным зонам повышенной проницаемости и связана с формированием инъекционных мигматитов. Главной причиной разуплотнения пород при образовании плагиигранитоидов комплекса фундамента является не метасоматоз, а разуплотнение структур главных породообразующих минералов при перекристаллизации.

Инъекционные мигматиты в комплексе фундамента пользуются ограниченным распространением. Обычно они приурочены к линейным зонам повышенной проницаемости. С формированием жил микроклинного гранита связан калиевый метасоматоз, выражающийся в образовании порфиробласт калиевого полевого шпата. При этом устанавливается зависимость интенсивности гранитизации от предшествующего разуплотнения. Метасоматический микроклин развивается преимущественно по плагиигранитоидам, то есть по породам с минимальной плотностью. Если последние содержат неперекристаллизованные скиатиты метаморфических пород с высокой плотностью, то они сохраняются неизменными, и микроклин в них развивается лишь по микротрещинам.

### **Разуплотнение при гранитизации метаморфического комплекса ранних карелид**

Подвергающиеся гранитизации метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя имеют более разнообразный состав, чем породы комплекса фундамента. Они включают биотитовые и двуслюдяные сланцы, амфиболовые сланцы, биотитовые и амфиболовые разновидности гнейсов, гранат-биотитовые и гранат-ставролитовые гнейсы, лептитовидные гнейсы, кварциты и железистые кварциты. Плотности перечисленных пород также весьма разнообразны. При этом высокие значения характерны для амфиболовых сланцев и гранатсодержащих гнейсов, низкие — для лептитовидных гнейсов и слюдяных сланцев.

Кривые распределения плотностей, характеризующие комплекс супракрасталльных нижнепротерозойских образований и образующихся по ним гранитоидов, отличаются как по конфигурации, так и по величине моды (рис. 5).

Кривая распределения плотностей амфиболовых разновидностей сланцев и гнейсов так же, как и соответствующая кривая комплекса

фундамента, характеризуется резкой асимметричностью. Но в отличие от кривой распределения плотностей амфиболовых разновидностей гнейсов комплекса фундамента она не заходит в область плотностей, характерных для гранитоидов. Геологически это выражается в однородности структуры рассматриваемых разновидностей пород, их устойчивости по отношению к гранитизации. Среди гранитоидов они наблюдаются в виде протяженных пластов с резкими контактами, способствуя установлению тектонических структур ультраметаморфических комплексов.

Кривая распределения плотностей биотитовых сланцев и гнейсов соответствует кривой нормального распределения, и мода ее отвечает меньшей плотности, чем мода соответствующей кривой биотитовых

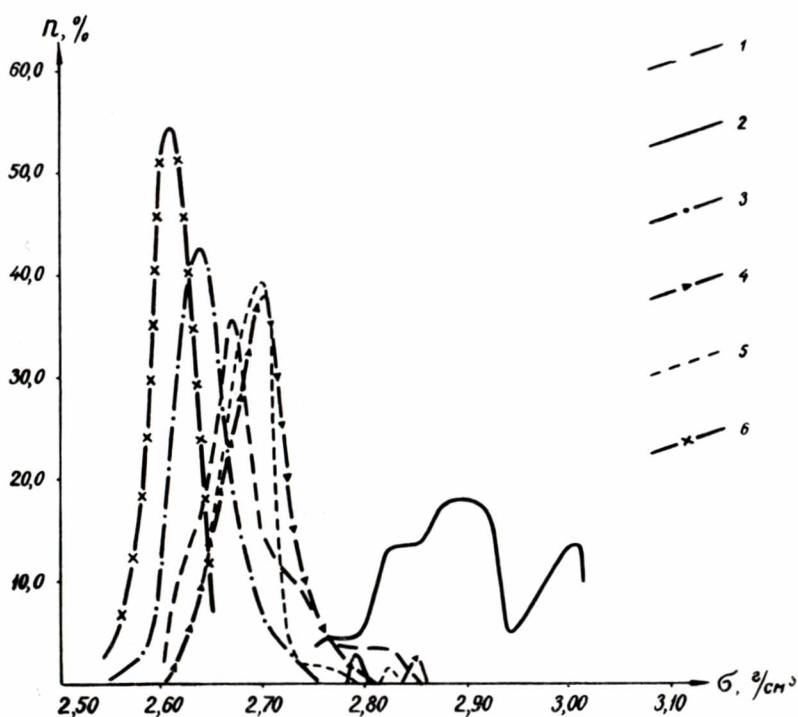


Рис. 5. Кривые распределения плотностей главных разновидностей пород гимольской серии и образовавшихся по ним гранитоидов:

1 — биотитовые гнейсы и сланцы; 2 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 3 — гранито-гнейсы и кварц-полевошпатовые гнейсы; 4 — гранодиорито-гнейсы; 5 — порфиробластические гранодиорито-гнейсы и гранодиориты; 6 — жильные микроклиновые граниты.

разновидностей гнейсов комплекса фундамента. Кривая распределения плотностей порфиробластических гранодиоритов и гранодиорито-гнейсов, характеризующая плотности гранитоидов района, расположена между кривыми, характеризующими плотности метаморфических пород.

В отличие от комплекса фундамента, где плотность гранитоидов ниже плотности метаморфических пород, для рассматриваемого комплекса такой закономерности не устанавливается. Средняя плотность кварц-полевошпатовых гнейсов ниже средней плотности порфиробластических гранитоидов (рис. 5, табл. 1).

Следовательно, описанное выше региональное разуплотнение метаморфических пород при формировании плагиигранитоидов комплекса



основания отсутствует при гранитизации нижнепротерозойских метаморфических комплексов. Здесь имеет место выборочная гранитизация, когда интенсивно гранитизируются толщи, близкие по составу к граниту, либо наиболее проницаемые для мигматизирующих растворов. Среди них постоянно наблюдаются слои или пачки слоев, устойчивые к гранитизации. Разуплотнение при гранитизации в рассматриваемом комплексе связано с калиевым метасоматозом. Минимальные плотности характерны для жильных микроклиновых и нормальных гранитов. При гранитизации метаморфических пород устанавливается зависимость величины плотности от количественного содержания микроклина в породе.

### Выводы

Петрографические группы пород, слагающие фундамент нижнепротерозойской геосинклинали, имеют более высокую плотность, чем идентичные группы нижнепротерозойских собственно геосинклинальных образований.

При региональной перекристаллизации метаморфических пород фундамента в период формирования плагиигранитоидов происходит разуплотнение пород одновременно с уменьшением удельного веса главных породообразующих минералов в условиях, близких к изохимическим. Уменьшение удельного веса достигается изменением химического состава минералов и разуплотнением их структуры, которому способствует тенденция к переходу катионов в более низкую координацию.

Разуплотнение в условиях верхнего структурного яруса при гранитизации нижнепротерозойских образований связано с калиевым метасоматозом.

### ЛИТЕРАТУРА

Вербa В. В., Чечель Э. К., Сипакова М. С. О связи гравитационного и магнитного полей восточной части Балтийского щита с составом и рельефом кристаллического фундамента.— В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 6. Л., 1967.

Галеева Г. М. О характере связи процессов петрогенеза и тектогенеза.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964.

Дортман Н. Б. Петрофизическая характеристика кристаллических горных пород и составление петрофизических карт.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.

Дортман Н. Б., Жданов В. В. Петрофизические изменения в процессе метаморфизма горных пород.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.

Жданов В. В. О физической сущности плотности магматических и метаморфических пород и ее геологическом значении.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.

Свириденко Л. П., Кожевников В. Н. Эволюция биотита при гранитизации.— В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.

Щербак О. В., Карюхина В. Н., Сидоренко Г. А., Кац М. Я. Удельный вес минералов и методы его определения.— В кн.: Современные методы минералогического исследования. М., «Недра», 1969.

М. Г. ПОПОВ, Н. А. ГОРБИК

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И МЕТАМОРФИЗМ ОСНОВНЫХ — УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД УЧАСТКА ХЮРСЮЛЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

В основу статьи положен материал, полученный при совместной работе сотрудников Института геологии, Западного геофизического треста и Карельской комплексной геологоразведочной экспедиции СЗТГУ в 1969—1971 гг. на участке Хюрсюля. В полевых условиях для 1704 образцов (130 из обнажений и 1574 из керна) сотрудниками ЗГТ И. В. Огонезовой и М. К. Дорофеевой определялись плотность, магнитная восприимчивость и поляризуемость. Плотность измерялась на денситометре ДТП-1 (погрешность  $\pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>), магнитная восприимчивость на каппаметре ИМВ-2 (относительная ошибка порядка 10%), поляризуемость на установке ВИТРа с измерительным прибором от станции ВПО-62 (погрешность измерений 5%).

Физические свойства обобщенных групп пород были сведены в таблицу, составленную Г. П. Алексеевой, И. В. Огонезовой, М. Г. Поповым (табл. 1). В 200 контрольных\* образцах детально изучен минералогический состав пород, проведен количественно-минералогический подсчет планиметрическим методом (М. Г. Попов, Н. А. Горбик, В. Н. Юдин), обработаны результаты 50 химических силикатных анализов по методу Рудника и Барта. Полученные данные позволили выявить зависимость физических свойств пород от минералогического и химического состава, от структурно-текстурных особенностей развития рудных минералов и установить влияние степени метаморфизма пород на их физические свойства.

Физические характеристики и вещественный состав 18 групп (от 4 до 22 образцов) ультраосновных и основных пород различной степени метаморфизма сведены в табл. 2. Из анализа этой таблицы отчетливо видно, что серпентинизация оливинитов приводит к значительному уменьшению их плотности от 3,16 до 2,42 г/см<sup>3</sup>. Это сопровождается снижением содержания оливина от 80 до 0% при увеличении содержания серпентина от 5,5 до 99,7%. Серпентинизация протекает под влиянием щелочных растворов. При этом создается окислительная обстановка благоприятная для перехода железа из двухвалентной формы в трехвалентную с одновременным увеличением содержания магнетита от 1,3 до 12,8%, что приводит к крайне неравномерному его распределению в породе в виде жил, прожилков, неправильной формы скоплений и тонкой вкрапленности.

Изучение изменения химического состава пород в процессе

---

\* Для этих образцов проведены контрольные измерения плотности на технических весах Т-5000 и магнитной восприимчивости на каппаметре ИМВ-2 сотрудником лаборатории геофизики В. И. Мироновой. Минеральный состав их охарактеризован 240 шлифами и 100 аншлифами (для 40 образцов изготовлено по 2 шлифа и 2 аншлифа в диаметрально противоположных срезах).

## Физические свойства пород участка Хюрсюля

Наименование пород	Плотность, г/см <sup>3</sup>				Магнитная восприимчивость, 10 <sup>-6</sup> СГС				Поляризуемость, %			
	кол-во образцов	среднее арифметическое	среднее квадрат. отклонение	пределы изменения	кол-во образцов	среднее арифметическое	среднее квадрат. отклонение	пределы изменения	кол-во образцов	среднее арифметическое	среднее квадрат. отклонение	пределы изменений
Оливиниты серпентинизированные	192	2,90	0,11	2,75 3,28	192	4000	2500	300 145000	13	9,7	10,7	0,2 38
Апооливинитовые серпентиниты	198	2,55	0,09	2,35 2,74	201	5000	4520	70 21000	192	4,8	5,9	0,1 66
Серпентиниты, карбонатизированные и оталькованные	42	2,75	0,74	2,60 2,90	43	4000	3400	100 15000	38	4,1	4,4	0,1 38
Апоперидотитовые серпентиниты	420	2,79	0,07	2,64 2,94	418	9000	6900	500 41500	165	8,7	0,6	0,1 32
Тальк-карбонатные, карбонат-антофиллитовые породы	130	2,94	0,08	2,79 3,29	129	2700	3100	0 8900	49	4,4	7,1	0,1 32
Пироксениты амфиболизированные	60	3,18	0,07	2,96 3,31	59	3600	2900	40 10500	35	2,4	3,0	0 13
Апопироксенитовые амфиболиты	197	3,02	0,06	2,87 3,14	196	4000	5400	15 31000	103	2,8	4,8	0,1 28
Метагаббро, метагаббро-диабазы	137	2,98	0,05	2,85 3,12	126	20	10	0 100	108	4,7	10,9	0 50
Метагаббро-диабазы, интенсивно-эпидотизированные	14	3,12	0,08	3,04 3,36	14	10	20	0 60	14	1,1	0,20	0,1 80
Амфибол-эпидот-диопсидовая порода	4	3,29	0,07	3,18 3,38	4	—	—	0—8 31000	3	1	0,07	0,2 2,0



метаморфизма показало, что серпентинизация оливинитов сопровождается уменьшением содержания кремния, трехвалентного и двухвалентного железа, магния (табл. 3). Уменьшение содержания двухвалентного железа составляет 4,4 катиона на объем  $10\,000\text{ Å}^3$ .

Апооливинитовые серпентиниты в целом характеризуются более высокой величиной магнитной восприимчивости и большей частотой встречаемости значений, превышающих  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС по сравнению с серпентинизированными оливинитами. В апооливинитовых серпентинитах (198 образцов) максимальная величина магнитной восприимчивости  $21\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС, значения выше  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС составляют 11—12%, в серпентинизированных оливинитах (192 образца) эти значения составляют 3—4% при максимальной величине  $14\,600 \cdot 10^{-6}$  СГС. Величина магнитной восприимчивости в оливинитах и серпентинитах находится в прямой зависимости от содержания в них магнетита. Образцы с повышенным содержанием жил, гнезд, полосовидных скоплений и богатой вкрапленности магнетита имеют высокие значения магнитной восприимчивости и плотности. Содержание сульфидов в них не превышает 0,3, а хромита — 0,9%, что практически не сказывается на величине их магнитной восприимчивости.

Продукты изменения оливинитов и перидотитов четко отличаются друг от друга по физическим свойствам, особенно по плотности (табл. 2). В апоперидотитовых серпентинитах плотность и магнитная восприимчивость выше по сравнению с апооливинитовыми серпентинитами, а частота встречаемости значений магнитной восприимчивости выше  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС из 420 замеров при ее максимальном значении  $41\,500 \cdot 10^{-6}$  СГС составляет 32—33%. Содержание закисного и суммарного железа в апоперидотитовых серпентинитах более высокое, чем в апооливинитовых серпентинитах.

Оталькование, карбонатизация и антофилитизация серпентинитов происходят под воздействием на них кислых гидротермальных растворов, при этом создаются благоприятные восстановительные условия для перехода железа из трехвалентной формы в двухвалентную. Это сопровождается значительным увеличением содержания закисного железа (15,2 катиона на объем  $10\,000\text{ Å}^3$ ), уменьшением содержания окисного железа (12 катионов на объем  $10\,000\text{ Å}^3$ ) и резким уменьшением содержания магнетита в породе. Превращение серпентинитов в тальк-карбонатные и карбонат-антифиллитовые породы приводит к значительному увеличению плотности от 2,42 до 3,10 г/см<sup>3</sup> и резкому снижению магнитной восприимчивости до  $(20—550) \cdot 10^{-6}$  СГС.

Превращение пироксенитов в амфиболит, сопровождающееся уменьшением количества авгита от 89,2 до 0% и увеличением содержания обыкновенной роговой обманки или реже актинолита от 5 до 98,3%, вызывает снижение плотности от 3,19 до 2,96 г/см<sup>3</sup>. Одновременно снижается содержание кремния, трехвалентного железа, магния и увеличивается содержание двухвалентного железа, в меньшей степени алюминия, магния, кальция (табл. 3). Уменьшение трехвалентного железа составляет 8,8 катиона на объем  $10\,000\text{ Å}^3$ , а увеличение содержания двухвалентного железа 4,18 катиона на объем  $10\,000\text{ Å}^3$ . Рудный минерал этой группы пород представлен титаномagnetитом, реже ильменитом и магнетитом. Содержание сульфидов не превышает 0,2%.

Физические свойства апопироксенитовых амфиболитов и апопироксенитовых хлорит-амфиболовых сланцев близки (табл. 2).

Эпидотизация, диопсидизация габбро-диабазов и превращение их в амфибол-эпидот-диопсидовую породу сопровождается значительным увеличением плотности от 2,92 до 3,38 г/см<sup>3</sup> на фоне незначительного изменения магнитной восприимчивости и поляризуемости. При этом

Физические свойства и вещественный состав пород участка Хюрсюля

Петрографические разновидности пород		Кол-во образцов	Пределы изменения	Плотность, г/см³	Магнитная восприимчивость 10 <sup>-6</sup> СГС	Полнота, %	Оливинит, %	Серпентин, %	Авгит, %	Амфибол, %	Карбонат, %	Тальк, %	Антофиллит, %	Хлорит, %	Магнетит, титаномагнетит, %	Сульфиды, %
Оливиниты, серпентинизированные менее 50%	8	от	2,94	2000	4,7	53	5,5	0	9,2	0	0	0	0	0	1,3	0
		до	3,16	6500	10,4	80	33	0	24	0,2	0	0	0	0	3,1	Сл.
		$\bar{X}$	2,99	3600	6,2	63,8	17,4	0	16,4	0,05	0	0	0	0	2,5	Сл.
		$S$	0,011	1800	2,41											
Оливиниты, серпентинизированные более 50%	8	от	2,75	550	7,7	20	51,4	0	0	0	0	0	0	0	1,7	0
		до	2,85	3800	38	40	77	0	7,4	0	0	0	0	1	3,6	Сл.
		$\bar{X}$	2,81	2000	16,1	25,8	67,6	0	3,7	0	0	0	0	0,2	2,6	Сл.
		$S$	0,012	1100	12,73											
Апооливинитовые серпентиниты	22	от	2,42	1000	0,1	0	87,7	0	0	0	0	0	0	0	0,8	0
		до	2,61	9000	66	0	99,7	0	0	0,8	0,6	0	0	6,6	5,7	0,1
		$\bar{X}$	2,55	4600	8	0	97,4	0	0	0,1	0,03	0	0	0,4	2,1	Сл.
		$S$	0,014	2900	14,73											
Апооливинитовые серпентиниты	7	от	2,69	10000	0,5	0	87	0	0	0	0	0	0	0	3,2	0,1
		до	2,82	21000	35	0	92,8	0	0	0,8	0	0	0	0,5	12,8	0,2
		$\bar{X}$	2,76	17000	16,8	0	91,8	0	0	0,2	0	0	0	0,3	7,2	0,1
		$S$	0,042	4600	9,8											
Апоперидотитовые серпентиниты (пироксен замещен серпентином)	10	от	2,64	800	0,3	0	93,3	0	0	0	0	0	0	0	1,5	0
		до	2,78	7000	30	0	99,8	0	0	1,4	0	0	0	7	6,7	0,1
		$\bar{X}$	2,71	2800	8,2	0	95,1	0	0	0,2	0	0	0	0,7	3,9	Сл.
		$S$	0,072	2260	8,95											
Апоперидотитовые серпентиниты (пироксен замещен амфиболом)	14	от	2,71	500	0,1	0	43,7	0	3,7	0	0	0	0	0	1,2	0
		до	2,90	8000	26,7	5,7	89,4	0	47,6	2,7	0	0	0	13,6	7	0,2
		$\bar{X}$	2,79	2300	6	2,2	75,7	0	16,1	0,2	0	0	0	4,6	3	Сл.
		$S$	0,018	2400	8,65											
Апооливинитовые серпентиниты карбонатизированные	6	от	2,58	700	0,5	0	33	0	0	14	0	0	0	0	1	Сл.
		до	2,76	14000	37	0	78,4	0	0	66	3,2	0	0	0	7,6	0,2
		$\bar{X}$	2,69	6300	16	0	60	0	0	35,2	0,5	0	0	0	5,7	Сл.
		$S$	0,076	4500	15,36											
Серпентиниты оталькованные и слабо карбонатизированные	6	от	2,75	500	3,4	0	34,5	0	0	0,3	20	0	0	0	1,7	0
		до	2,84	4300	24,4	0	67,7	0	0	13	57,6	0	0	3,0	7,9	0,1
		$\bar{X}$	2,78	1900	10,5	0	51,5	0	0	7,2	36,5	0	0	0,9	3,9	Сл.
		$S$	0,032	1600	9,76											
Тальк-карбонатная, карбонат-тальковая порода	10	от	2,70	60	0,2	0	0	0	0	14,5	0	0	0	0	0,7	Сл.
		до	2,95	6000	32	0	17,3	0	0	94,6	66,8	2,1	1,6	2,6	2,6	0,3
		$\bar{X}$	2,84	2500	6,3	0	5,8	0	0	53,1	42,8	0,4	0,2	1,6	1,6	0,1
		$S$	0,071	1800	10,71											
Антофиллит-карбонатная, карбонат-антофиллитовая порода	8	от	2,99	20	0,2	0	0	0	0	25	0	21	0	0	0,6	0,1
		до	3,10	550	0,3	0	1,2	0	0	72,9	4,6	74	3,2	1,1	1,1	0,3
		$\bar{X}$	3,04	220	0,2	0	0,2	0	0	46,4	1,6	50	0,8	0,8	0,8	0,2
		$S$	0,044	200	0,07											



Петрографические разновидности пород	Кол-во образцов	Пределы изменения	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость 10 <sup>-6</sup> CGS	Полярность, %	Оливинит, %	Серпентин, %	Авгит, %	Амфибол, %	Карбонат, %	Тальк, %	Антофиллит, %	Хлорит, %	Магнетит-титаномангит, %	Сульфиды, %
Оливиновые пироксениты, серпентинизированные и амфиболизированные	6	от	2,93	520	0,2	0	6,3	0	4,0	0	0	0	0	0,3	0
		до	3,05	1000	0,9	18	31,8	69,5	58,7	5,7	0	0	0,1	1,3	0,1
		$\bar{X}$	2,99	750	0,5	5,9	16,7	47,1	26,3	3,0	0	0	0	1	Сл.
		$\bar{S}$	0,013	200	0,28										
Пироксениты амфиболизированные	6	от	3,10	300	0,1	0	0	63	5	0	0	0	0	0,5	0
		до	3,19	10000	1,1	0	2,5	89,2	33,7	0,5	0	0	2,2	2,5	Сл.
		$\bar{X}$	3,15	5000	0,5	0	0,6	75,8	21,4	0,1	0	0	0,8	1,2	Сл.
		$\bar{S}$	0,04	3700	0,4										
Амфиболиты по пироксенитам	20	от	2,96	75	0,2	0	0	0	81,6	0	0	0	0	0,1	Сл.
		до	3,10	19000	28	0	8	0	98,3	9,2	0	0	10	3,7	0,2
		$\bar{X}$	3,03	4300	4,1	0	0,7	0	90	2,7	0	0	2,2	1,5	0,05
		$\bar{S}$	0,014	4800	6,31										
Алопироксенитовые хлорит-амфиболовые сланцы	6	от	2,96	750	0,4	0	0	0	26,6	0	0	0	0	сл.	Сл.
		до	3,12	5200	27	0	0	0	96,2	5,1	0	0	66,6	2,1	3,7
		$\bar{X}$	3,03	1700	5,8	0	0	0	69,7	1,4	0	0	24	0,9	0,7
		$\bar{S}$	0,064	1800	9,5										

Метагаббро-диабазы	15	от	2,92	6	0,1	37,5	15	0	0	0	0,1	0,1	0	0	0
		до	3,04	70	60	86,2	59,4	6,7	0	4	1,2	1,5	2,5	2	0
		$\bar{X}$	2,97	30	9,9	60,8	28,8	1,9	0	0,8	0,6	0,4	0,2	0,2	0
		$\bar{S}$	0,032	18,9	16,3										
Метагаббро-диабазы сильно эпидотизированные	8	от	3,04	15	0,1	39,5	0	24,5	0	0	0,1	Сл.	0	0	0
		до	3,08	40	21,1	75,8	5,7	58,3	0	9,7	2,4	3,1	0,2	5	0
		$\bar{X}$	3,07	20	6,6	56,5	2,1	36,7	0	1,6	0,7	0,9	0,07	0,9	0
		$\bar{S}$	0,015	12	8,6										
Метагаббро-диабазы эпидотизированные и диопсидизированные	17	от	3,22	—	2,2	45	0	25	9,3	0	0,1	1	0	0	0
		до	3,24	—	0,7	56,4	0	31,6	25	0	1,5	1,2	0	Сл.	3
		$\bar{X}$	3,23	—	1,4	50,7	0	28,8	17	0	0,8	1	0	0	1,4
		$\bar{S}$	0,015	—	—										
Амфибол-эпидот-диопсидовая порода по метагаббро-диабазу	4	от	3,30	—	0,2	0	0	17	16,8	0	0	0,5	0	0	0
		до	3,38	—	2,0	4,5	0	63,1	81,3	0	8,7	5,1	Сл.	0	1,8
		$\bar{X}$	3,33	—	1	1,5	0	36,7	55,8	0	—	2,1	Сл.	0	0,6
		$\bar{S}$	0,034	—	—										

$\bar{X}$  — среднее арифметическое значение;  
 $\bar{S}$  — среднее квадратическое отклонение.



Химический состав и плотность метаморфизованных ультраосновных пород  
Хюрсьюльского массива

Окислы	Весовые %				Кол-во катионов в 10000 Å <sup>3</sup>			
	49—9	49—51	49—71	49—70	49—9	49—51	49—71	49—70
SiO <sub>2</sub>	36,58	36,42	49,68	46,74	107,06	103,30	155,78	141,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,45	1,91	2,09	5,30	4,85	7,04	7,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,24	8,18	3,86	0,13	18,14	17,46	9,10	0,30
FeO	6,34	4,67	5,74	7,60	15,52	11,08	15,06	19,24
MgO	37,06	36,78	18,64	19,11	161,63	155,41	87,16	85,94
CaO	1,52	0,35	15,41	16,60	4,78	1,06	51,77	53,68
Плотность г/см <sup>3</sup>	2,93	2,83	3,12	3,02	2,93	2,83	3,12	3,02

Окислы	38—67	38—74	38—81	38—84	38—67	38—74	38—81	38—84
SiO <sub>2</sub>	36,05	35,16	33,80	30,24	101,80	95,33	93,26	93,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,43	10,05	8,48	3,80	20,07	20,50	17,61	8,86
FeO	6,96	6,80	7,14	11,82	16,44	15,42	16,42	30,61
MgO	35,55	34,29	31,79	30,04	141,13	138,48	130,68	139,08
Плотность г/см <sup>3</sup>	2,81	2,71	2,75	3,10	2,81	2,71	2,75	3,10

49—9 оливинит, серпентинизированный на 25%, 49—51 оливинит, серпентинизированный на 74%, 49—71 пироксенит, амфиболитизированный на 44%, 49—70 амфиболит по пироксену, 38—67 оливинит, серпентинизированный на 73%, 38—74 апооливинитовый серпентинит, 38—81 апооливинитовый серпентинит, оталькованный на 48% и карбонатизированный на 12%, 38—84 карбонат-антифиллитовая порода. Эти образцы характеризуют изменения пород по разрезам скважин 38 и 49.

количество плагиоклаза уменьшается от 59,4 до 0%, амфибола от 86 до 0—1,5%, количество эпидота увеличивается от 0 до 63%, диопсида от 0 до 81,3%. Основным рудным минералом в габбро-диабазе является ильменит, содержание сульфидов не превышает 0,2%, достигая в единичных случаях 1,4%. Это является причиной низкой магнитной восприимчивости породы.

Изучение поляризуемости пород показало, что, кроме связи величины ее с количеством электронно-проводящих минералов, существует явная зависимость от структурно-текстурных особенностей развития рудных минералов, а не от их качественного состава (магнетит, ильменит, пирит, пирротин). Породы с массивной текстурой и развитием рудного минерала в виде разрозненной (изолированной) точечной или пятнистой вкрапленности обладают невысокой поляризуемостью. Повышенные значения поляризуемости (как в габбро-диабазе, так и в серпентинитах), как правило, отмечаются в рассланцованных или сильно трещиноватых породах. Рудный минерал в них развит в виде системы сложносоединяющихся жилок, прожилков различной мощности, тонких кайм, гнезд, скоплений и вкрапленности, встречающихся в различных сочетаниях. Обязательным является наличие проводников в виде прожилков или микропросечек между рудными минералами и их скоплениями.

Магнитная восприимчивость рассматриваемой группы пород находится в прямой зависимости от количественного содержания в них магнетита или ильменита. Высокие значения магнитной восприимчивости (свыше  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС) в серпентинизированных оливинитах, апооливинитовых и апоперидотитовых серпентинитах связаны с высоким содержанием магнетита, а в пироксенитах и апопироксенитовых амфиболитах — титаномagnetита. Низкие ее значения в габбро-диабазам обусловлены отсутствием этих минералов (из рудных присутствует лишь ильменит).

Плотность ультраосновных и основных интрузивных пород и их метаморфизованных разновидностей прямо зависит от количественно-минералогического состава, содержания двухвалентного железа в них и удельного веса слагающих породы минералов.

Изучение физических свойств пород при петрологических исследованиях способствует более полному и целенаправленному изучению дифференцированных и недифференцированных массивов основных-ультраосновных пород.

М. И. ГОЛОД, А. С. ГРИШИН

## О СВЯЗИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГНЕЙСОВ СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ С ИХ ХИМИЧЕСКИМ И МИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ

Широкое использование геофизических методов при поисках слюдяных пегматитов влечет за собой постоянное изучение физических свойств горных пород, слагающих месторождения слюды, а также зависимости свойств от состава пород (Голод и др., 1973; Гришин, 1971; Игнатьева, 1968).

В настоящей статье приводятся данные о связи плотности, магнитной восприимчивости, диэлектрической проницаемости и поляризуемости дистено-гранато-биотитовых гнейсов месторождения Малиновья Варакка с их химическим и минеральным составом. Дистено-гранато-биотитовые гнейсы, которые вмещают наиболее слюдоносные пегматитовые жилы, состоят из следующих минералов: плагиоклаз — 40—65%, кварц — 20—30%, биотит — 10—25%, гранат — 5—15%, мусковит — 2—3%, дистен — 2—3%, акцессорные минералы — 2—3% (Шуркин и др., 1962; Арутюнов, 1971).

Сведения о физических свойствах этих пород (по образцам, отобранным с поверхности) приведены в таблице

Физические свойства дистено-гранато-биотитовых гнейсов

Физические свойства	Количество измерений	Среднее	Мо	Дисперсия
Плотность	373	2,79	2,78	0,0041
Магнитная восприимчивость	397	24	20	145
Диэлектрическая проницаемость	32	13,5	—	—
Поляризуемость	123	2,9	3,0	1,61

В химлаборатории Института геологии проведен полный силикатный анализ 32 образцов дистено-гранато-биотитовых гнейсов, отобранных из подземных горных выработок, в Лаборатории геофизики измерены физические свойства этих же образцов. Часть образцов (7 шт.) взята из околожильной зоны, где породы изменены метасоматическими процессами, связанными со слюдообразованием.

Плотность гнейсов отчетливо увеличивается с повышением содержания окисла FeO (коэффициент корреляции  $0,80 \pm 0,09$ ), существует тенденция увеличения плотности с повышением содержания  $TiO_2$  в гнейсах, полностью отсутствует корреляция  $\sigma$  с содержанием  $Fe_2O_3$  (рис. 1). Плотность гнейсов отчетливо уменьшается с увеличением содержания в них легких окислов  $Na_2O + K_2O$  (коэффициент корреляции также



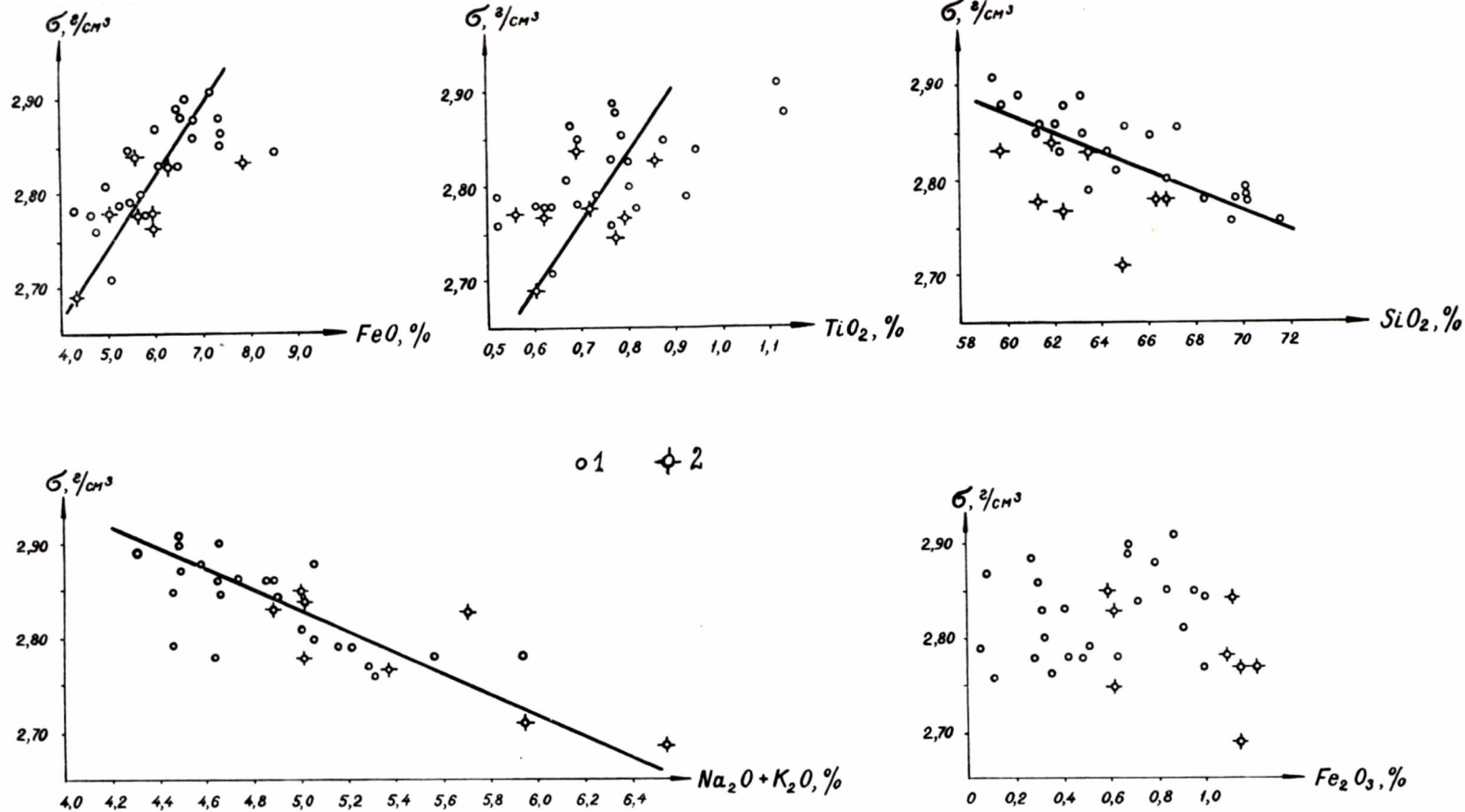


Рис. 1. Связь плотности пород с их химическим составом.

1 — неизменные гнейсы; 2 — измененные гнейсы.

$0,80 \pm 0,09$ ), имеет тенденцию к уменьшению с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$ . Практически не существует корреляции между плотностью и остальными окислами. По образцам, взятым из околожильной зоны, видно, что вблизи пегматитовых жил значительно увеличивается содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (в среднем  $0,92\%$ , в то время как для неизменных гнейсов —  $0,55\%$ ), несколько повышается количество легких окислов и уменьшается содержание  $\text{SiO}_2$  ( $62,11\%$  по сравнению с  $65,56\%$  для неизменных пород).

Магнитная восприимчивость гнейсов увеличивается с повышением содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (коэффициент корреляции  $0,73 \pm 0,05$ ), имеет тенденцию к увеличению с повышением содержания  $\text{TiO}_2$  (рис. 2), не получено

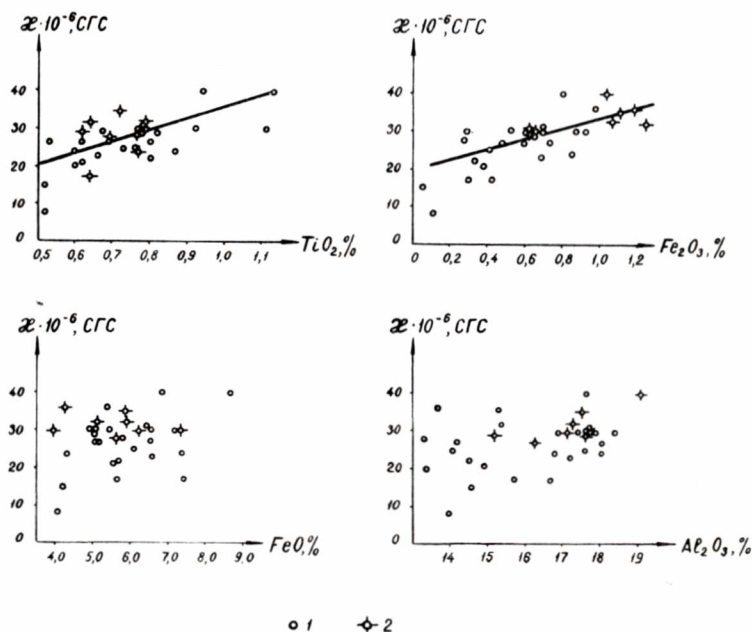


Рис. 2. Связь магнитной восприимчивости пород с их химическим составом.

1 — неизменные гнейсы; 2 — измененные гнейсы.

никакой корреляции  $\chi$  с содержанием остальных окислов (в том числе и  $\text{FeO}$ ).

Поляризуемость дистено-гранато-биотитовых гнейсов уменьшается с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  в них (коэффициент корреляции  $0,46 \pm 0,09$ ) и имеет тенденцию к увеличению при содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  более  $0,6\%$  (рис. 3). Диэлектрическая проницаемость коррелируется с теми же окислами, но тесной связи не наблюдается. Концентрации остальных окислов на электрические свойства гнейсов влияния не оказывают.

Увеличение плотности гнейсов связывается обычно с возрастанием количества темноцветных минералов, в дистено-гранато-биотитовых гнейсах — это, в основном, биотит и гранат. Химический анализ граната (27 анализов) показывает, что содержание  $\text{FeO}$  в нем составляет  $30,09\%$ , при среднем содержании  $\text{FeO}$  в гнейсах  $5,87\%$ , а в биотите (54 анализа) —  $14,54\%$ . Так как плотность хорошо коррелируется с содержанием  $\text{FeO}$  в породе, основное влияние на ее изменения, по-видимому, оказывает содержание граната.

Магнитная восприимчивость гнейсов коррелируется лучше всего с окислом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Среднее содержание этого окисла в биотите равно 1,65, в гнейсе — 0,63, в гранате — 0,44%. Следовательно, основное влияние на значение  $\chi$  (в отсутствие пирротина) оказывает содержание биотита.

По-видимому, от содержания биотита в гнейсах в какой-то мере зависят и электрические свойства ( $\eta$  и  $\epsilon$ ) породы, т. к. существует некоторая их корреляция с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , однако минералогический анализ показал, что поляризуемость гнейсов более тесно связана с количеством рудных минералов в них (Гришин, 1971).

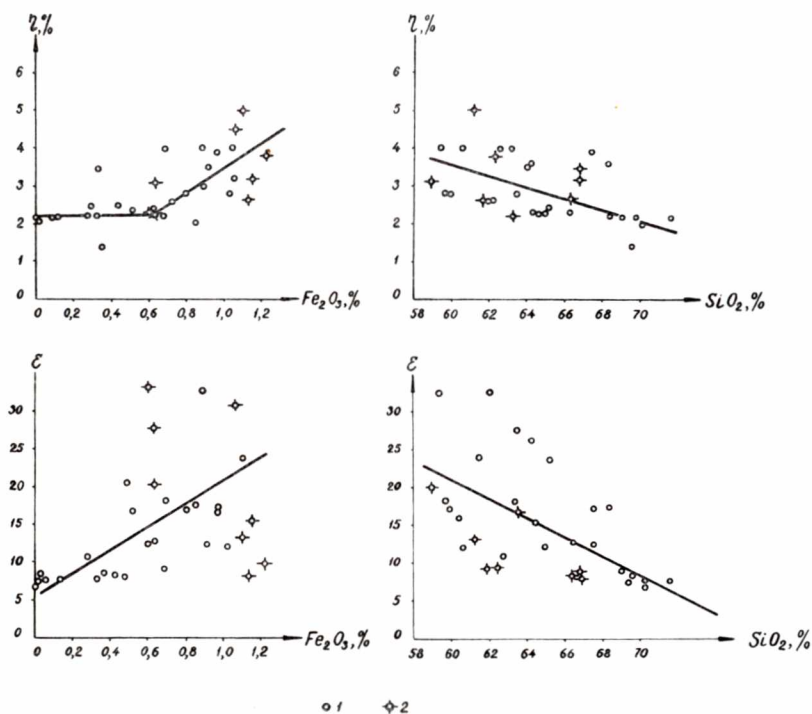


Рис. 3. Связь поляризуемости ( $\eta$ ) и диэлектрической проницаемости ( $\epsilon$ ) пород с их химическим составом.

1 — неизменённые гнейсы; 2 — изменённые гнейсы.

Многими геологами отмечается, что вблизи пегматитовых жил в дистено-гранато-биотитовых гнейсах наряду с уменьшением количества кремнезема уменьшается и количество граната — от 5—8 вдали от жил до 3% в экзоконтактах. Это отражается и на плотности гнейсов: если среднее значение плотности неизмененных гнейсов равно  $2,80 \text{ г/см}^3$  (277 измерений), то в пятиметровой околожильной зоне, подверженной метасоматическим изменениям —  $2,76 \text{ г/см}^3$  (96 измерений). В этой же зоне отчетливо видно увеличение количества биотита и его железистости, а также рудных минералов — от 0,5—1,0 вдали от жил до 2,5% в экзоконтактах пегматитов. Это изменение минерального состава отражается на магнитной восприимчивости гнейсов — от  $22 \cdot 10^{-6}$  СГС для неизмененных пород (298 образцов) до  $29 \cdot 10^{-6}$  СГС в пятиметровой прижильной зоне (100 образцов), а также на их поляризуемости — от 2,8 (неизмененные гнейсы, 90 образцов) до 4,3% для околожильных пород, измененных в процессе метасоматоза (65 образцов).



Таким образом, физические свойства как неизменных, так и измененных дистено-гранато-биотитовых гнейсов на месторождениях слюдяных пегматитов тесно связаны с их химическим и минеральным составом, что дает возможность использовать соответствующие геофизические методы для картирования зон метасоматически измененных глиноземистых пород, генетически и пространственно тесно связанных с промышленными пегматитами.

#### ЛИТЕРАТУРА

Арутюнов Г. М. Новые данные по геохимии продуктивных гнейсов Чупино-Лоухского района (северная Карелия).— Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.

Голод М. И., Гришин А. С., Игнатьева Т. С., Дмитриев Г. И., Дмитриева Л. К. Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. Л., «Наука», 1973.

Гришин А. С. О связи физических свойств пород, вмещающих слюдоносные пегматиты, с особенностями их вещественного состава.— Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.

Игнатьева Т. С. Физические свойства пород месторождения мусковита Чупино-Лоухского слюдоносного района.— Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 2, Петрозаводск, 1968.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Л., Изд. АН СССР, 1962.

А. И. САВИЦКИЙ, М. И. ГОЛОД

## ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ПОРИСТОСТИ ПОРОД СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Слюдяные месторождения Карелии и Кольского полуострова — источник высококачественного мусковита. Слюдяные пегматитовые жилы, мощность которых обычно не превышает 3—5 м, повсеместно перекрыты четвертичными отложениями, часто обводненными (особенно в Карелии). В этих условиях большую роль при поисках пегматитов должны играть геофизические методы, используемые здесь уже почти 40 лет. Поиски пегматитовых жил электропрофилированием оказались эффективными лишь при мощности четвертичных отложений над ними до 1,5—2 м. В 1958 г. на слюдяных месторождениях Карелии были обнаружены естественные электрические поля, связанные с пегматитовыми жилами (Голод, 1962). Изучение электрических свойств и минерального состава дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, вмещающих пегматиты, показало, что существует околожильный ореол, характеризующийся повышенной поляризуемостью и диэлектрической проницаемостью гнейсов, а также повышенным содержанием электроннопроводящих минералов (пирротин, пирит), что позволило использовать метод вызванной поляризации при поисках пегматитовых жил (Голод и др., 1968; Гришин, 1971). Однако объяснить возникновение аномалий естественного поля увеличением содержания рудных минералов вблизи пегматитов оказалось невозможным, т. к. зерна этих минералов не связаны между собой (удельное сопротивление гнейсов превышает  $10^3$  омм) и аномалии  $U$  всегда имеют положительный знак, что для «рудных» аномалий нехарактерно (Семенов, 1968). Было высказано предположение о связи аномалий естественного поля с диффузионно-адсорбционными и фильтрационными процессами, проходящими в околожильной зоне метасоматически измененных гнейсов (Голод, 1962; Голод и др., 1973). В связи с этой проблемой и определялась пористость как измененных, так и неизмененных разностей гнейсов. В то же время изучение пористости является частью задачи комплексного исследования физических свойств горных пород слюдяных месторождений. На основе комплексного изучения физических свойств пород открывается возможность оценки одних свойств по величинам других на основании функциональной или корреляционной зависимости между ними.

Отбор образцов для измерения коэффициента открытой пористости ( $K_{по}$ ) производился из подземных горных выработок и буровых скважин, пересекающих пегматитовые жилы. Отобранные образцы доводились до постоянного веса в сушильном шкафу при температуре 100—110° под вакуумом. Определение пористости пород производилось жидкостным методом по общепринятой методике (Кобранова, Лепарская, 1957; Турчанинов и др., 1967).

Величина погрешности определения пористости складывается из ошибок, по крайней мере, двух видов. К ошибкам первого вида можно отнести те из них, которые возникают из-за неточности измерения на весах, из-за недоведения образца до постоянного веса, трещиноватости, осыпания кусочков породы крупнозернистых, плохо сцементированных гнейсов и т. д. Ошибки второго вида связываются с неидентичностью размеров образцов. В идеальном случае, для точного определения  $K_{по}$  необходимо иметь образцы с постоянной удельной поверхностью  $\left(\frac{S}{V}\right)$ . При уменьшении объема исследуемого образца удельная его поверхность увеличивается, увеличивается и коэффициент пористости. Экспериментально была установлена зависимость между весом образца гнейса и его пористостью. В процессе эксперимента от больших образцов постепенно откалывались куски и для каждого из них опре-

делялась пористость. Полученная зависимость близка к экспоненциальному закону (рис. 1). По кривой  $K_{по} = f(P)$  видно, что для измерений необходимо брать образцы весом более 250 г или вводить поправку для образцов меньшего веса, т. к. ошибка в определении  $K_{по}$  для образцов весом 20 и 700 г достигает 320%. Среднеарифметическая погрешность определения коэффициента пористости в процессе данного исследования равна 9%.

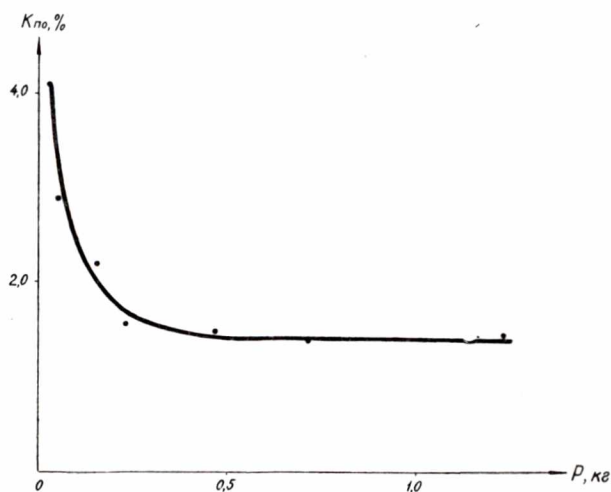


Рис. 1. График зависимости коэффициента пористости от веса образца.

Образцы пород для измерения пористости отобраны на трех месторождениях слюды: одном — в Карелии (Малиновая Варакка), двух — на Кольском полуострове (месторождение I — южнее ст. Ена, месторождение II — юго-западнее ст. Куропта). Результаты измерений представлены в таблице, где, кроме пределов изменения открытой пористости, приводятся некоторые статистические характеристики: среднеарифметическое ( $\bar{K}_{по}$ ), дисперсия ( $m^2$ ), коэффициент вариации ( $V$ ), асимметрия ( $A$ ) и эксцесс ( $\mathcal{E}$ ).

Измерения отчетливо показали, что существует значительное различие в открытой пористости неизменных и измененных дистено-гранато-биотитовых гнейсов по многим параметрам. Среднеарифметическое значение пористости измененных гнейсов в 2—2,5 раза превышает аналогичный параметр неизменных пород, причем абсолютная ошибка определения среднеарифметического при 5%-ном уровне значимости равна для неизменных гнейсов трех месторождений 0,07, 0,09 и 0,06%, для измененных — 0,20, 0,41 и 0,20 соответственно. По величине коэффициента вариации измененные и неизменные породы различаются в 1,5—2 раза, а по величине дисперсии — на целый порядок, что свидетельствует о значительно большей неоднородности метасоматически



Пористость гнейсов

Название породы	Кол-во изме- рен.	Статистические характеристики					
		от	до	$\overline{K}_{по}$	$m^2$	V	A
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения Ма- линовая Варакка	18	0,28—0,66	0,47	0,0137	24,8	—0,06	—1,07
Измененные дистено-гранато- биотитовые гнейсы место- рождения Малиновая Ва- ракка	16	0,60—2,00	0,96	0,1372	38,5	1,17	1,28
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения I Кольского п-ова	22	0,31—0,57	0,44	0,0222	33,5	—2,15	3,71
Измененные дистено-гранато- биотитовые гнейсы место- рождения I Кольского п-ова	31	0,64—2,16	1,08	0,2244	44,0	1,02	—0,17
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы месторождения II Кольского п-ова	24	0,46—1,37	1,11	0,0492	20,0	—1,50	1,69
Измененные дистено-гранато- биотитовые гнейсы место- рождения II Кольского п-ова	23	1,45—5,79	2,42	0,9056	39,4	2,00	4,38

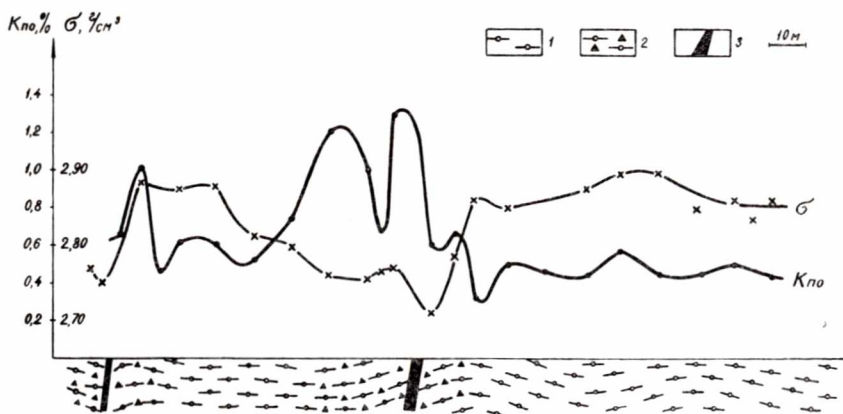


Рис. 2. Графики пористости и плотности образцов горных пород на месторождении Малиновая Варакка.

1 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 2 — измененные дистено-гранато-биотитовые гнейсы; 3 — пегматитовые жилы.

измененных гнейсов в сравнении с гнейсами неизмененными. Сравнительно небольшие значения асимметрии и эксцесса пористости позволяют говорить об относительно небольших отклонениях распределения пористости от нормального закона и, следовательно, о значительной однородности выборок.

Измерения показывают также, что по абсолютному значению пористости гнейсы различных месторождений могут отличаться друг от друга, однако в любом случае пористость измененных околожильных пород больше, чем пористость пород неизмененных. Можно отметить, что пористость гнейсов месторождения Малиновая Варакка в Карелии

и месторождения I на Кольском полуострове практически одинакова и значительно отличается от пористости гнейсов месторождения II на Кольском полуострове, которое сильнее тектонически проработано.

Мощность околожильной зоны гнейсов с повышенными значениями  $K_{по}$  достигает 30 м (рис. 2), однако устанавливается, что среди гнейсов с повышенной пористостью встречаются участки пород со значениями  $K_{по}$  близкими к нормальным. Для гнейсов на участке подземной горной выработки, где пегматитовых жил не встречено (образцы 419—428), характерны значения  $K_{по}$  порядка 0,5% с очень малой дисперсией, такая же пористость гнейсов между двумя пегматитовыми жилами. Вблизи пегматитовых жил наряду с увеличением пористости гнейсов наблю-

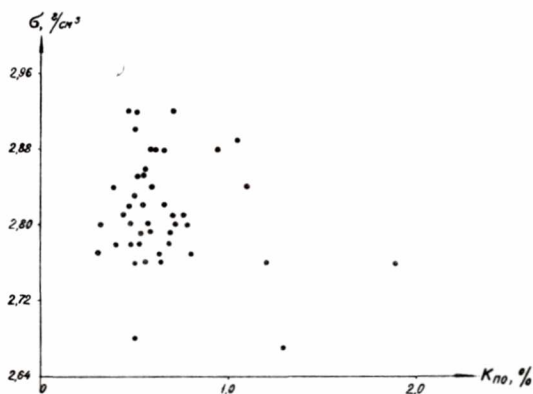


Рис. 3. Характер корреляции плотности и пористости дистено-гранато-биотитовых гнейсов.

дается и их разуплотнение (рис. 2), однако значительной корреляции между этими параметрами не наблюдается: по некоторым образцам гнейсов повышенной пористости соответствует пониженная плотность, по другим — повышенной пористости нормальная плотность. Не получено надежной корреляции между  $K_{по}$  и  $\sigma$  и по керну буровой скважины месторождения I Кольского полуострова (рис. 3) — коэффициент корреляции 0,52. Отсутствие тесной связи между  $K_{по}$  и  $\sigma$ , по-видимому, объясняется тем, что плотность породы зависит, в основном, от ее минерального состава, изменяющегося вблизи пегматитов (см. статью М. И. Голода и А. С. Гришина в настоящем сборнике), а пористость — от физического состояния породы, которое также изменяется вблизи жил вследствие процессов метасоматоза. Таким образом,  $K_{по}$  и  $\sigma$  связаны между собой стохастически, так как на их изменение влияли одни и те же геологические процессы.

Изучение пористости керна скважин, где проведены измерения методом естественного электрического поля, показывает, что околожильным гнейсам с повышенным значением  $K_{по}$  соответствует положительная аномалия U, ширина которой равна зоне гнейсов с повышенной пористостью (рис. 4). Характерно, что ширина аномалий естественного поля увеличивается над теми пегматитовыми жилами, где зона проработки гнейсов больше (III тип для Карелии, IV — для Кольского п-ова по Л. Л. Гродницкому, 1971 а, б).

Итак, пористость дистено-гранато-биотитовых гнейсов, как и другие физические свойства этих пород, значительно изменяется в околожильной зоне; над околожильными породами с повышенной пористостью возникают естественные электрические поля.

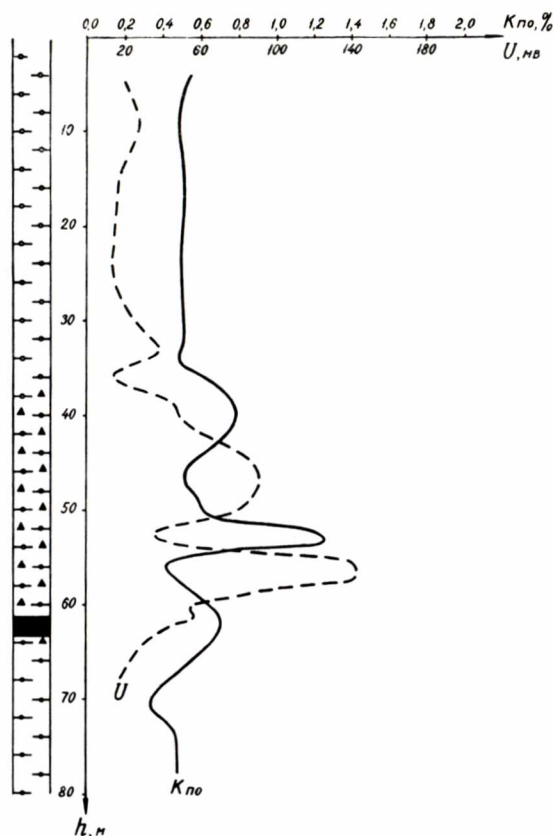


Рис. 4. Графики естественного электрического поля и коэффициента открытой пористости по буровой скважине.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

## ЛИТЕРАТУРА

Голод М. И. Об использовании метода естественного электрического поля при разведке пегматитовых жил.— Вопросы разведочной геофизики. Сб. ВИРГ, вып. 1, 1962.

Голод М. И., Дмитриев Г. И., Гришин А. С. Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды.— Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2, Петрозаводск, 1968.

Голод М. И., Гришин А. С., Игнатъева Т. С., Дмитриев Г. И., Дмитриева Л. К. Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. Л., «Наука», 1973.

Гришин А. С. О связи физических свойств пород, вмещающих слюдоносные пегматиты, с особенностями их вещественного состава.— В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.

Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов северной Карелии.— В сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971а.

Гродницкий Л. Л. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены.— Тезисы докладов геологической областной конференции по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск, 1971б.

Кобранова В. Н., Лепарская Н. Д. Определение физических свойств горных пород. М., Гостоптехиздат, 1957.

Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., «Недра», 1968.

Турчанинов И. А., Медведев Р. В., Панин В. И. Современные методы комплексного определения физических свойств горных пород. Л., «Недра», 1967.



М. И. ГОЛОД, Б. Н. КЛАБУКОВ, Л. Л. ГРОДНИЦКИЙ

## ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЛАГИОКЛАЗОВ СЛЮДЯНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Электрические свойства (диэлектрическая проницаемость, удельное электрическое сопротивление, диэлектрические потери) горных пород и минералов зависят, в основном, от их состава. Большое влияние на электрические свойства минералов оказывают примеси в них, поэтому минералы одного и того же состава могут обладать различными свойствами в зависимости от различий в их геологической истории.

### Методика измерений

Для измерения электрических свойств горных пород используется различная аппаратура, применяется разнообразная методика (Вешев, 1955; Пархоменко, 1965; Семенова, 1968; Кореннов, Черный, 1962; Арш, Красин, Эрперт, 1968). В данной работе для измерения диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления использовался мост емкостей Е-8-2, рабочие частоты снимались со звукового генератора ГЗ-35, момент балансировки определялся индикатором нуля Ф-510. Этот комплект аппаратуры позволяет исследовать образцы в диапазоне звуковых частот от 0,06 до 20 кГц. Небольшое количество измерений диэлектрической проницаемости в диапазоне 700—300 кГц проведено на измерителе емкостей Е-12-2 резонансным методом. Измерительная ячейка представляет собой систему электродов, выполненных из отполированной до зеркального блеска стали. Один из электродов насажен на шарнир для исключения эффектов, возникающих при непараллельности граней исследуемых образцов. Электроды помещались в стальной экран, подключаемый к нейтрали мостовой схемы.

Измерялись электрические свойства образцов толщиной от 1 до 5 мм с площадью большей, чем площадь электродов. Расчет диэлектрической проницаемости проводился по формуле, приведенной в работе Эме (1967) с введением добавочного коэффициента В для учета дополнительной емкости на непокрытых электродами участках образца (Мейнке, Гундлах, 1961):

$$\varepsilon = \frac{Kl(C_M - C_n)B}{1 + \alpha}$$
$$\alpha = \frac{l}{nr} \ln \left( \frac{nr}{l} + 3,77 \frac{l}{nr} \right),$$

где  $l$  — толщина образца,  
 $r$  — радиус электрода (21 мм)

$K = \frac{113}{Q}$  ( $Q$  — площадь электрода)

$C_M$  — измеренная емкость

$C_{\Pi}$  — сумма емкости монтажа и паразитной емкости за счет воздушного зазора.

Величина  $C_{\Pi}$  определялась с помощью эталона — пластинок фторопласта толщиной от 2 до 10 мм, диэлектрическая проницаемость которого равна 2,5 и не меняется с увеличением частоты.

Для оценки качества определения  $\epsilon$  плагиоклазов измерялась диэлектрическая проницаемость некоторых электроизоляционных материалов с известными свойствами (рабочая частота 1000 гц). Из табл. 1 видно, что сходимость результатов хорошая.

Тангенс угла диэлектрических потерь рассчитывается по формуле

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{2\gamma}{f\epsilon},$$

где  $\gamma$  — проводимость образца,

$\epsilon$  — диэлектрическая проницаемость,

$f$  — рабочая частота.

Таблица 1

Диэлектрическая проницаемость диэлектриков

Материал	l, мм	$\epsilon$ измеренная	$\epsilon$ табличная
Текстолит	1,73	7,0	7,5—8,0
Гетинакс	1,87	4,8	5,0—6,0
Винипласт	3,16	3,5	3,1—3,5
Оргстекло	1,95	3,5	3,5—3,6
Оргстекло	5,00	3,5	3,5—3,6

### Диэлектрическая проницаемость и удельное электрическое сопротивление плагиноклазов

Плагиноклазы, электрические свойства которых нами определялись, отобраны из пегматитовых жил крупнейшего месторождения слюды Кольского полуострова. Вмещающие породы — дистено-гранато-биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. По структурно-минералогическим признакам пегматитовые жилы месторождения разделены на восемь типов (Гродницкий, 1971). Соскладчатые пегматиты I типа являются породами магматического (ультраметаморфогенного) происхождения, пегматиты II—V типов сформировались в постскладчатое время путем последовательного метасоматического преобразования пегматитовых жил I типа. Промышленно-слюдоносными являются жилы II, III и IV типов, пегматиты VI—VIII типов принадлежат более молодой мусковитредкометальной формации и промышленного ослюденения не содержат.

Известно, что диэлектрическая проницаемость плагиноклазов изменяется в зависимости от их состава; от 6 для альбита до 6,9 для анортита (Поваренных, 1960). По другим данным (Кларк, 1969)  $\epsilon$  плагиноклазов, измеренная на радиочастотах, колеблется от 5,45 до 7,15, среднее значение для альбита 5,53, для олигоклазов — 6,05.

Результаты измерения диэлектрической проницаемости плагиноклазов из пегматитовых жил Кольского полуострова на частоте 1000 гц показаны в табл. 2 и на диаграмме (рис. 1).

Данные материалы свидетель-

Таблица 2

Диэлектрическая проницаемость плагиноклазов

Тип жил	Кол-во образцов	$\epsilon$ средняя	Дисперсия
I	1	6,6	—
II	7	7,9	1,3
III	5	9,1	3,4
IV	4	12,3	4,4
V	3	5,9	0,5
VI	2	6,6	0,2
VIII	4	5,7	0,5

ствуют о том, что по величине  $\epsilon$  плагиоклазы пегматитовых жил делятся на две группы: 1) плагиоклазы из жил I, V, VI и VIII типов, диэлектрическая проницаемость которых близка или совпадает по величине с приводимой в литературе. Плагиоклазы из жил I, V, VI типов представлены олигоклазом, плагиоклазы из жил VIII типа — альбитом; 2) плагиоклазы (олигоклазы) пегматитов II, III и IV типов, диэлектрическая проницаемость которых значительно выше, чем у плагиоклазов первой группы, имеющих аналогичный состав. Характерно, что пегматитовые жилы именно этих типов являются промышленно-ценными на слюду-мусковит. Выделяемые группы плагиоклазов различаются между собой не только по величине  $\epsilon$ , но и по ее дисперсии: плагиоклазы с малой диэлектрической проницаемостью характеризуются и малой ее дисперсией, плагиоклазы с повышенной  $\epsilon$  — большей дисперсией. Следовательно, плагиоклазы второй группы электрически менее однородны, чем минералы первой группы.

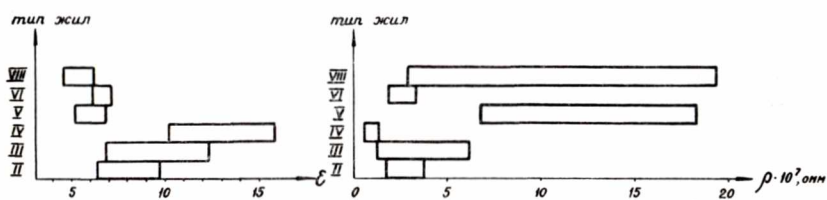


Рис. 1. Диаграмма зависимости диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления плагиоклазов от типа пегматитовых жил.

Диэлектрическая проницаемость плагиоклазов из жил II и III типа часто сравнима между собой, однако явно заметно увеличение  $\epsilon$  от II типа жил к IV. Наиболее слюдоносные пегматитовые жилы IV типа сложены плагиоклазом с самой высокой диэлектрической проницаемостью, полученной в процессе данного исследования (от 10 до 16). Так как слюдоносность пегматитовых жил увеличивается от II к IV типу, существует прямая корреляция между их слюдоносностью и величиной диэлектрической проницаемости плагиоклазов.

Диэлектрическая проницаемость — электрический параметр минерала, характеризующий его способность поляризоваться в электрическом поле. Существует несколько видов поляризации диэлектриков, в том числе поляризация электронного смещения. Величина  $\epsilon$ , получаемая за счет этого вида поляризации, равна квадрату показателя преломления минерала, что для плагиоклазов равно 2,5. Поляризация ионного смещения, которая происходит в ионных диэлектриках, увеличивает диэлектрическую поляризацию плагиоклазов, видимо, до 5—6. Большое влияние на значение  $\epsilon$  горных пород и минералов должна оказывать междуслойная (миграционная) поляризация, наблюдаемая в неоднородных диэлектриках с компонентами, имеющими различную  $\epsilon$ , а также и в однородных диэлектриках, в которых свободные электрические заряды могут захватываться чужеродными ионами примесей, дислокациями и трещинами в различных частях объема диэлектрика (Богородицкий и др., 1965). По-видимому, высокие значения диэлектрической проницаемости плагиоклазов из пегматитовых жил II—IV типов получены вследствие междуслойной поляризации, о чем может свидетельствовать и большая дисперсия  $\epsilon$  этих плагиоклазов.

Как уже отмечалось по существующим представлениям пегматитовые жилы I типа являются образованиями магматическими, последую-



щие четыре типа — это те же пегматиты, прошедшие этап метасоматоза. На каждой из стадий этого этапа проходило преобразование материала пегматитовых жил, которое и получило свое отражение в различии плагиоклазов.

Существует различие и в удельном электрическом сопротивлении плагиоклазов из жил различных типов (рис. 1, табл. 3).

По средним значениям, полученным на частоте 1000 гц, намечается уменьшение  $\rho$  от жил II типа к жилам IV. Однако, как видно из диаграммы (рис. 1), удельное электрическое сопротивление только плагиоклазов из жил IV (самого слюдоносного) типа заметно ниже  $\rho$  остальных плагиоклазов. Удельное сопротивление плагиоклазов из непромышленных жил, в общем, больше, чем из промышленных. Аналогичный вывод был сделан и ранее по измерениям на зернах плагиоклаза площадью 1 мм<sup>2</sup> (Голод и др., 1971).

Сравнивая результаты, полученные по измерениям  $\rho$  и  $\epsilon$ , можно говорить о несколько большей информативности последнего параметра. Здесь следует отметить также, что измерение очень малых проводимостей не достаточно точно, малые емкости на использованных приборах измеряются с меньшей погрешностью. В то же время надежность измерения  $\epsilon$  образцов повышается из-за возможности эталонирования прибора.

Таблица 3

Удельное электрическое сопротивление плагиоклазов

Тип жил	Кол-во образцов	$\rho \cdot 10^{-7}$ ом/см среднее	Дисперсия $\rho$
II	3	4,0	4,0
III	3	2,9	5,4
IV	3	0,9	1,0
V	2	12,5	33
VI	2	2,6	0,6
VIII	3	9,4	51

### Частотная дисперсия электрических свойств

Электрические свойства диэлектриков (в том числе и горных пород) зависят от частоты, на которой эти свойства измеряются.

Диэлектрическая проницаемость плагиоклазов уменьшается с увеличением частоты, причем для плагиоклазов из жил более высоких типов спад идет быстрее, чем для плагиоклазов из жил низших типов (рис. 2). Если посчитать градиент спада  $\epsilon$  с частотой как разность значений, полученных при частотах 60 гц и 400—700 кгц, отнесенных к  $\epsilon$ , измеренной на частоте 60 гц (табл. 4), то можно видеть, что наибольший спад характерен для плагиоклазов из жил III и IV типов, вследствие чего на частотах в несколько сот килогерц величины  $\epsilon$  для всех типов жил сближаются.

С увеличением частоты значительно снижается удельное электрическое сопротивление плагиоклазов — в пределах частот 60—20 000 гц примерно на два порядка (рис. 3), для плагиоклазов из различных жил закон изменения один и тот же.

Частотная дисперсия удельного электрического сопротивления высокоомных горных пород и диэлектрической проницаемости сухих образцов многими исследователями связывается с релаксационной поляризацией (Пархоменко, 1965), в частности, с ионно-релаксационной поляризацией (Воларович, Бондаренко, 1966). Проведенные работы, по-видимому, подтверждают это мнение. Действительно, на достаточно высоких частотах, когда поляризация диэлектрика безынерционна (поляризации электронного и ионного смещения), практически не

существует и дисперсии диэлектрической проницаемости плагиоклазов, на низких частотах, когда большой вклад в поляризацию вносят релаксационные ее виды, дисперсия  $\epsilon$  значительна. По нашему мнению, частотная зависимость  $\epsilon$  обусловлена не только ионно-релаксационной, но и междуслойной поляризацией, т. к. изменение диэлектрической проницаемости с частотой для плагиоклазов из пегматитовых жил, где вторичные процессы отсутствовали или развивались слабо, незначительно (тип I, II, рис. 2), в жилах, интенсивно метасоматически перерабо-

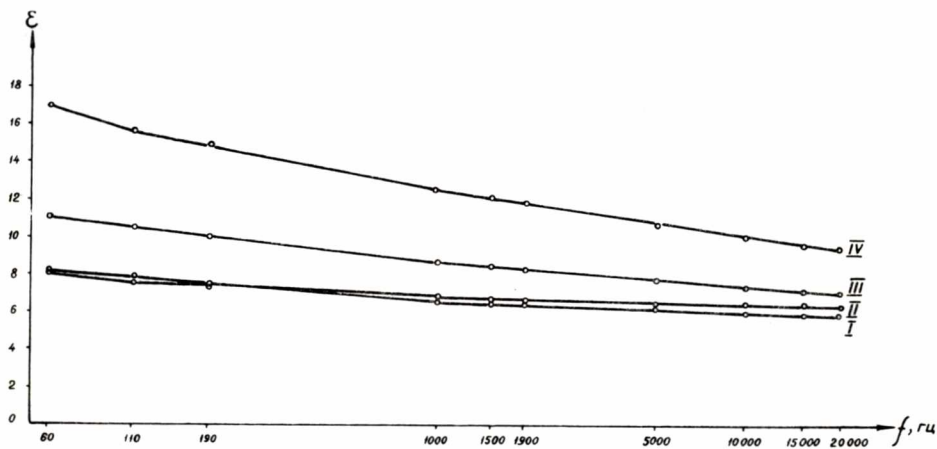


Рис. 2. Частотная зависимость  $\epsilon$  плагиоклаза из жил разных типов.

танных, дисперсия  $\epsilon$  плагиоклаза увеличивается. Исключение составляют плагиоклазы из жил V развитого типа, где величина  $\epsilon$  и ее частотная дисперсия невелики. Парагенетический анализ рассматриваемых пегматитов показал, что парагенезисы пегматитов III и IV типов формируются

Таблица 4

Диэлектрическая проницаемость  
плагиоклазов на разных частотах

Тип жил	$\epsilon$ при 60 гц	$\epsilon$ при 400—700 кгц	Градиент $\epsilon$
I	1,5	5,4	0,28
II	8,5	6,1	0,28
III	10,0	6,0	0,40
IV	14,2	6,1	0,57
V	6,4	5,0	0,22
VI	7,5	5,2	0,29
VIII	6,1	4,7	0,23

в отличие от парагенезисов других типов, в условиях наименьших значений потенциала K и Na и, напротив, наибольших значений потенциала воды, что, по-видимому, и явилось причиной повышения значений  $\epsilon$  плагиоклазов из жил этих типов.

Междуслойную поляризацию в неоднородном диэлектрике изучают на конденсаторе с двуслойным диэлектриком (Богородицкий и др., 1965). При этом устанавливается, что сопротивление такого конденсатора на высоких частотах меньше, чем на низких и постоянном токе. С увеличением частоты эффективная емкость и  $\text{tg } \delta$  уменьшаются,

в частотном ходе  $\text{tg } \delta$  имеются минимум и максимум. Все эти зависимости наблюдаются при изучении электрических свойств плагиоклаза из богатых слюдой пегматитовых жил (рис. 2, 3, 4).

Частотная зависимость  $\rho$ , возможно, связана и с одним из видов междуслойной поляризации — высоковольтной поляризацией (Воларович и др., 1965).

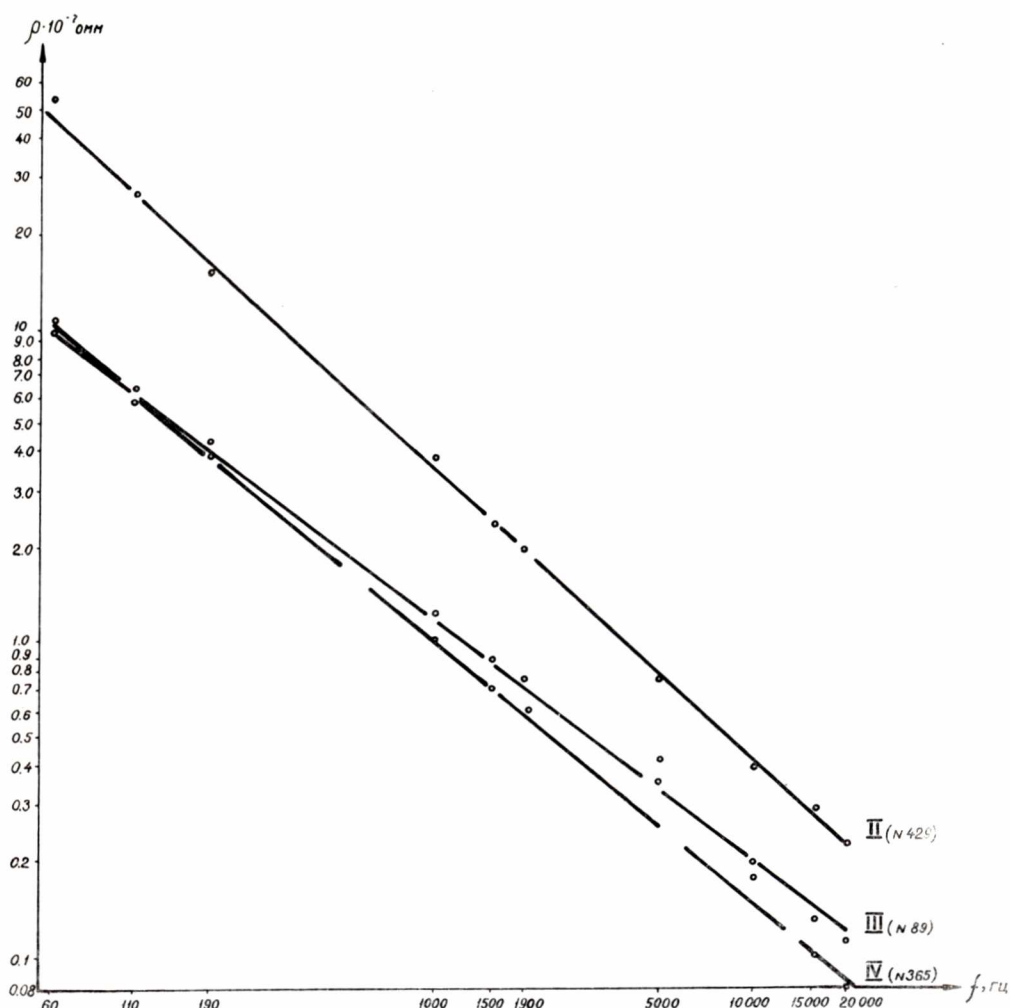


Рис. 3. Частотная зависимость  $\rho$  плагиоклаза из жил разных типов.

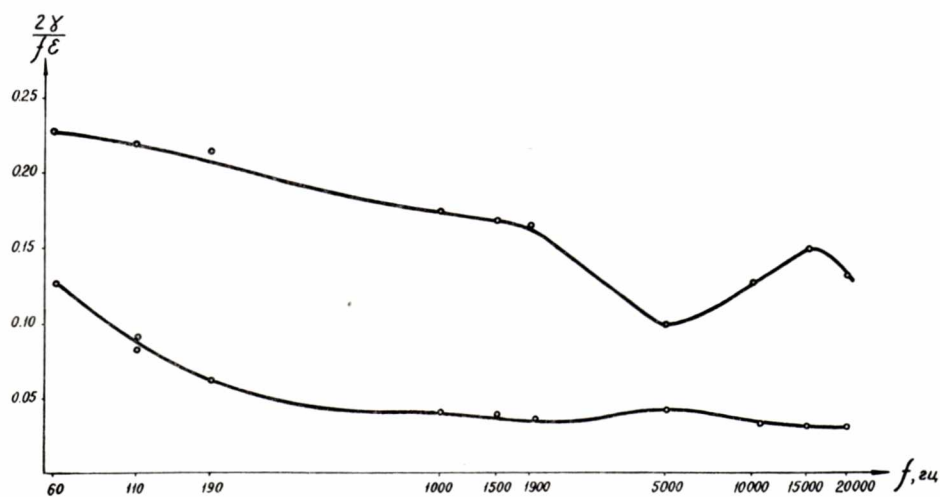


Рис. 4. Частотная зависимость  $\text{tg} \delta$  плагиоклаза из жил разных типов.



Результаты исследования приводят к следующим выводам:

1. Плагиоклазы, характеризующиеся наибольшими значениями  $\epsilon$  и наименьшими значениями  $\rho$ , формируются метасоматическим путем в условиях наименьших для рассматриваемого процесса значений потенциала К и Na и наибольших значений потенциала воды.

2. По электрическим свойствам (в первую очередь — диэлектрической проницаемости) плагиоклазов можно судить о слюдоносности пегматитовых жил.

3. Частотная дисперсия электрических свойств горных пород и минералов, по-видимому, дает возможность получить дополнительную информацию при поисках и разведке слюдяных пегматитов электроразведкой на переменном токе (при использовании различных частот).

#### ЛИТЕРАТУРА

Арш Э. И., Красин Л. А., Эрперт А. М. Измерение диэлектрических свойств горных пород с помощью накладного конденсатора.— Геол. и геоф., № 4, 1968.

Богородицкий Н. П., Волокобинский Ю. М., Воробьев А. А., Тареев Б. М. Теория диэлектриков. М.—Л., «Энергия», 1965.

Вешев А. В. Лабораторные исследования зависимости диэлектрической проницаемости и удельной проводимости образцов горных пород от частоты электромагнитных колебаний.— Сб.: Геофизич. методы разведки, ГГТИ, М., 1955.

Волярович М. П., Валеев К. А., Пархоменко Э. И. Удельное сопротивление горных пород в постоянном и переменном электрических полях.— Изв. АН СССР. Физика Земли, № 5, 1965.

Волярович М. П., Бондаренко А. Т. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова.— Тр. Ин-та физики Земли, № 37 (204), 1966.

Голод М. И., Наливкин А. Б., Вохменцев А. Я. Материалы к изучению удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости горных пород и минералов слюдяных месторождений Карелии.— В сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.

Гродницкий Л. Л. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены.— Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск, 1971.

Кларк С. (ред.). Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Кореннов Б. И., Черный Г. М. Лабораторные исследования дисперсии диэлектрической проницаемости образцов горных пород.— Геология и геофизика, № 11, 1962.

Мейнке Х., Гундлах Ф. Радиотехнический справочник. Т. 1. М.—Л., Госэнергоиздат, 1961.

Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., «Наука», 1965.

Поваренных А. С. О диэлектрической проницаемости минералов.— Сб. научных трудов Криворожского горнорудного института, вып. 8, 1960.

Семенова С. Г. Электрические свойства изверженных и метаморфических пород в электромагнитном поле радиочастотного диапазона.— Изв. АН СССР. Физика Земли, № 6, 1968.

Эме Ф. Диэлектрические измерения. М., «Химия», 1967.

И. Н. КАРЕЛИНА

## ВЛИЯНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ ХЛОРИТА И БИОТИТА В МУСКОВИТЕ НА ЕГО ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Из всех встречающихся в мусковите минеральных включений хлорит является одним из наиболее распространенных, как по занимаемой площади, так и по количеству находящихся в пробе мусковита пластинок с включениями. Тем не менее исследован мусковит с включениями хлорита в объеме кристалла еще слабо и без учета расположения и концентрации включений. В частности, нет данных о влиянии включений хлорита на электрические свойства мусковита в направлении перпендикулярном совершенной спайности.

Цель данной работы — рассмотрение влияния включений хлорита и биотита в мусковите, расположенных вдоль плоскости совершенной спайности и не нарушающих целостности пластинки, на основные электрические показатели мусковита в зависимости от толщины пластинок мусковита и содержания в них включений.

Исследование проводилось на пластинках мусковита конденсаторного типа толщиной 20—40 ммк, отобранных из жил № 186 месторождения Тэдино и № 183 месторождения Малиновая Варакка. Испытания велись в электрических полях с одинаковой степенью однородности внешнего электрического поля.

Рассматриваемые включения хлорита представлены в основном пленочными и тонкочешуйчатыми образованиями магнезиально-железистого состава (Скрипко, 1971), толщина которых меньше толщины анализируемых пластинок мусковита более, чем в 10 раз. Включения биотита в мусковите находились в виде пленочных и тонкопластинчатых образований, которые в большинстве прослеживались в последовательных отделенных от кристалла пластинках на значительную глубину.

Для пластинок мусковита без включений характерен в основном ионный и электронный типы поляризации. Зависимость электрической прочности и частотная зависимость диэлектрических потерь от толщины микроскопически однородного диэлектрика (рис. 1) показывает, что тонкие пластинки мусковита по электрическим показателям имеют преимущество перед толстыми при изготовлении конденсаторов образцовых, аппаратуры дальней связи и специальных, работающих на радиочастотах.

Мусковит с вышеуказанными включениями может быть рассмотрен как неоднородный диэлектрик, в котором в электрическом поле наблюдается междуслойная поляризация. Она обусловлена различием электрических показателей составляющих минералов (сопротивлением и диэлектрической проницаемостью). В таком неоднородном диэлектрике при наложении электрического поля на границе между минералами накапливается заряд, что эквивалентно созданию поляризации. Этот вид поляризации является релаксационным, поэтому процесс установ-

ления или разрушения поляризации требует определенного времени и совершается по экспоненциальному закону (Сканави, 1949).

Поляризация мусковита с включениями зависит от удельных характеристик компонентов-минералов неоднородного диэлектрика, концентрации и толщины минерала-включения и распределения включений на пластинке мусковита.

По данным А. С. Поваренных (1960) и проведенным экспериментам видно, что биотит имеет диэлектрическую проницаемость большую, чем

мусковит ( $\epsilon_{\text{макс.}} = 10,3$ ), в то время как удельное объемное сопротивление биотита ( $\rho_v$ ) при постоянном напряжении ниже на два порядка, чем мусковита. На величину диэлектрической проницаемости слюд и слюдоподобных минералов оказывает влияние присутствие сильно поляризующихся ионов, например, железа в октаэдрическом слое и калия между слоями кремне-кислородных тетраэдров. Общая железистость включений биотита, исходя из диаграммы В. С. Соболева, составляет 53—67 ат.%, в то время как включения хлорита, определяемые С. Н. Скрипко (1971) как магнетизально-железистые, имеют общую железистость в пределах 41—51 ат.%. Исходя из структуры и состава биотита и хлорита, можно предположить, что диэлектрическая проницаемость хлорита ниже, чем биотита.

При  $\epsilon_v$  биотита большей, чем диэлектрическая проницаемость мусковита, и удельном объемном сопротивлении минерала-включения ( $\rho_v$ ) меньшем, чем  $\rho_v$  мусковита, диэлектрическая проницаемость пластинки

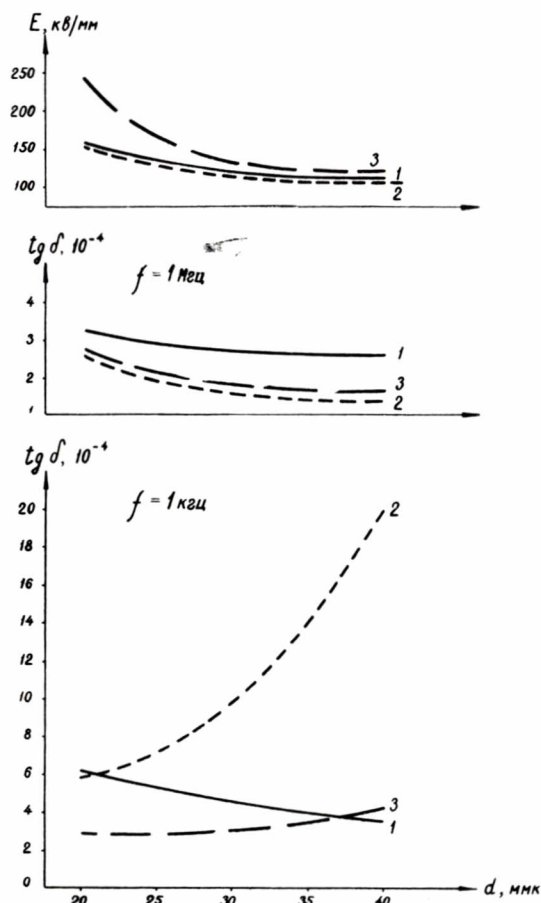


Рис. 1. Зависимость электрических показателей мусковита с включениями хлорита (1), биотита (2) и без включений (3) от толщины ( $d$ ) при

$$\frac{S_R}{S} = 5\%.$$

мусковита с включениями биотита увеличивается с ростом толщины включения, тогда как удельное объемное сопротивление падает, а диэлектрические потери ( $\text{tg } \delta$ ) растут. Для мусковита с включениями хлорита диэлектрическая проницаемость ниже, чем для мусковита без включений, а  $\text{tg } \delta$  меньше, чем у мусковита с биотитом, но выше, чем у мусковита без включений.

Увеличение толщины пластинки мусковита ( $d$ ) при  $f = 1$  мгц, приводит к незначительному снижению диэлектрических потерь за счет того, что при высоких частотах ионы не успевают полностью поляризоваться, т. е. следовать за изменением поля. Поэтому доля активной составляю-



щей в токе дипольной поляризации, идущей на преодоление сил внутреннего трения, понижается. Наибольшими потерями (рис. 1) на этой частоте обладают пластинки с включениями хлорита (содержание включений хлорита и биотита везде одинаковое, т. е. 5% по занимаемой площади) благодаря преимущественно поверхностному распределению в пластинке мусковита по сравнению с включениями биотита, расположенными внутри пластинок, и, следовательно, изолированными от электродов мусковитом.

При  $f = 1$  кГц  $\operatorname{tg} \delta$  в значительно большей степени зависит от  $d$ . У пластинок мусковита с включениями хлорита  $\operatorname{tg} \delta$  понижается с увеличением  $d$ , приближаясь к значению потерь у мусковита без включений. На более низкой, по сравнению с первой, частоте влияние хлорита с увеличением  $d$  падает, т. к. поляризуется пластинка полностью. Для пластинок мусковита без включений замечен даже рост диэлектрических потерь с увеличением толщины, что обусловлено повышением вероятности дефектов с ростом  $d$ . Потери у мусковита с включениями биотита при  $d = 20$  ммк такие же, как у пластинок с хлоритом, но по мере увеличения  $d$  потери возрастают. Это обусловлено повышением неоднородности пластинок с включениями биотита с ростом  $d$ , благодаря последовательному расположению включений биотита в кристалле мусковита. Высокой степенью неоднородности мусковита можно объяснить и пониженные значения электрической прочности ( $E_{\text{пр.}}$ ) у этих пластинок по сравнению с пластинками, имеющими включения хлорита.

Проведенные расчеты и экспериментальные данные показывают, что электрические показатели мусковита с ростом площади, занимаемой включениями, ухудшаются, т. е. увеличивается неоднородность внутреннего поля.

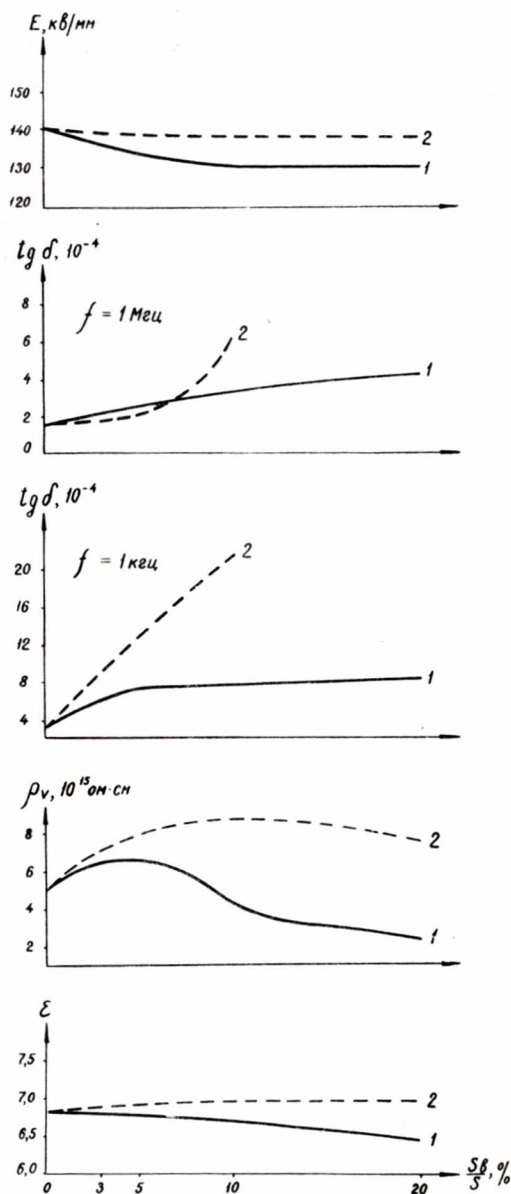


Рис. 2. Зависимость электрических показателей мусковита с включениями хлорита (1), биотита (2) от занимаемой ими площади  $\left(\frac{S_{\text{в}}}{S}\right)$  при  $d = 30$  ммк.

Диэлектрическая проницаемость пластинок мусковита с увеличением содержания включений биотита (рис. 2) изменяется незначительно по сравнению с чистыми пластинками мусковита. У пластинок мусковита с хлоритом  $\epsilon$  снижается с 6,75 до 6,60 при увеличении площади включений до 20%. Экспериментальные данные показывают, что независимо от содержания включений хлорита и биотита в мусковите (вплоть до 40%)  $\epsilon$  и  $\rho_v$  его соответствуют марке СО и СФ конденсаторной слюды. Все рассматриваемые пластинки выдержали испытание переменным напряжением при  $f=50$  гц в течение 10 сек. Электрическая прочность у этих пластинок высокая, но с увеличением содержания включений прочность уменьшается (рис. 2).

Тангенс угла диэлектрических потерь, особенно на радиочастоте, наиболее чувствителен к изменению площади, занимаемой включениями. Вероятность расположения включения последовательно в каждом 7—10 микронном слое, т. е. рост суммарного объема включений с увеличением их площади больше наблюдается у биотита, поэтому потери у пластинок мусковита с биотитовыми включениями высокие.

Распределение мусковита по маркам конденсаторной слюды в зависимости от вида и содержания включений и толщины диэлектрика ( $d$ ) представлено в таблице.

Таблица  
Распределение мусковита по маркам конденсаторной слюды

Марка конденсаторной слюды	Характеристика мусковита	$d$ , ммк
СО, СФ	Без включений	20—40
	С включением хлорита	
	до 3%	20—40
	до 5%	25
	до 10%	25—35
	С включением биотита	
СНЧ	до 2%	20—30
	до 3%	20—25
	С включением хлорита	
	до 5%	25
	до 10%	25 и 35
	С включением биотита	
	до 2%	30—35
	до 3%	25—30
	до 5%	20—30
	до 10%	20—25
СВЧ	С включением хлорита	
	до 20%	20—40
	С включением биотита	
	до 2%	35—40
	до 3%	30
	до 5%	30
	до 10%	25

При низком содержании выше рассматриваемых включений (особенно до 3%) и высоком содержании этих включений, но небольших размеров в виде сыпи и редкой цепочки, распространение их по площади пластинки мусковита не влияет на электрические свойства. Одиночные включения изометричной формы, но больших размеров, линейные включения и мелкие включения сильно сконцентрированные значительно увеличивают  $\operatorname{tg} \delta$ , особенно при  $f = 1$  мгц и  $\frac{S_b}{S} > 10\%$ .

Линейные включения (в основном, биотит) не должны допускаться, если даже они занимают маленькую площадь. Кроме того, недопустимы включения, особенно поверхностные, на краевой части пластинки, которые могут вызвать мерцание емкости и перекрытие по поверхности.

Включения хлорита при содержании их до 20% почти не влияют на

стабильность емкости мусковита при нагревании до  $70^\circ$ , т. к.  $\text{TKE} \approx 57 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$ . Мусковит с включениями биотита более стабилен по емкости, чем чистый мусковит и мусковит с включениями хлорита. Стабильность емкости мусковита увеличивается с ростом содержания включений биотита.

В соответствии с вышеизложенным можно сделать вывод о том, что включения хлорита оказывают меньшее влияние на электрические свойства конденсаторной слюды, чем включения биотита, особенно на его диэлектрические потери. Выход конденсаторной слюды марок СО и СФ у пластинок с включениями хлорита выше на  $\sim 30\%$  по сравнению с пластинками мусковита, имеющими включения биотита.

В тонких пластинках мусковита влияние включений на увеличение  $\text{tg } \delta$  при  $f=1$  мгц выше, чем в толстых. В то же время в толстых пластинках к потерям, вызванным макронеоднородностями-включениями, добавляются потери, обусловленные микронеоднородностью самого мусковита и суммарные показатели  $E_{\text{пр. tg } \delta}$  при  $f=\text{кгц}$  минерала ухудшаются.

При работе конденсаторов в широком диапазоне частот рационально применять диэлектрик средней толщины (в данном случае  $d=30 \pm \pm 5$  ммк или использовать для каждого режима работы конденсаторов ( $U, f$ ) пластинки мусковита определенной толщины и содержания включений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Сканави Г. И. Физика диэлектриков. М.—Л., Госгортехиздат, 1949.
- Скрипко С. Н. О «ржавой» пятнистости в мусковите некоторых пегматитов северной Карелии.— В сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.
- Поваренных А. С. О диэлектрической проницаемости минералов.— В сб.: Научные труды Криворожского горнорудного ин-та. М., Госгортехиздат, вып. VIII, 1960.



Ю. К. КАЛИНИН, В. И. ТЯГАНОВА

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ТЕРМОСТОЙКОСТИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Растущий интерес к шунгитовым породам как комплексному полезному ископаемому стимулирует их всестороннее изучение. Имеющиеся в литературе данные по этим вопросам и, в частности, по физическим свойствам весьма ограничены и характеризуют лишь отдельные типы шунгитовых пород (Иностранцев, 1879; Борисов, 1956; Рембашевский, 1958; Усенбаев, 1972).

В последние годы получен значительный каменный материал, позволяющий дать более представительную характеристику шунгитам. В данной работе обобщаются результаты, полученные при изучении электропроводности и термостойкости шунгитовых пород различных типов и групп.

Изучение электропроводности шунгитовых пород проводилось на образцах и порошках. Измерения удельного сопротивления образцов выполнялись двухэлектродным методом на мосте постоянного тока МО-62, класса точности 0,1. Образцы по возможности выбирались однородными, т. е. наличие инородных включений существенно отражается на результатах измерений. Для уменьшения переходного сопротивления контакты образцов напылялись серебром. После напыления переходное сопротивление образцов уменьшалось в 1,5—2 раза. Объектом исследований в порошках служили шунгиты I разновидности Заонежского полуострова (Шуньга и Максово), а также первично-осадочные шунгит-содержащие породы различных групп. Измерения удельного сопротивления порошков выполнялись также двухэлектродным методом. Установка для измерений представляла собой стальной цилиндр с двумя пуансонами (нижним — неподвижным, верхним — подвижным) и текстолитовой трубкой с площадью поперечного сечения 1 см<sup>2</sup> и высотой 3,5 см, в которую засыпалась проба. Измерения выполнялись под давлением, которое создавалось обычным лабораторным прессом. Высота образца фиксировалась по шкале, укрепленной на подвижном пуансоне.

Опыт показал, что при больших давлениях ( $\sim 1300$  кг/см<sup>2</sup>) значения удельного сопротивления порошков и образцов для одной и той же пробы практически совпадают, что позволяет предположить, что найденное значение сопротивления сильно уплотненных порошков близко к истинному сопротивлению породы.

В табл. I приведены значения удельного сопротивления для различных шунгитовых пород в образцах и порошках. Разброс значений для целика и порошка в среднем не превышает 4%.

Измерения производились на воздушно-сухих пробах, величина навески составляла 2—3 г. При такой величине навески погрешность измерений на параллельных пробах не превышает 3%. Увеличение веса пробы приводит к росту погрешности. Согласно имеющимся в литера-

туре данным (Агроскин, 1965) увеличение веса навески приводит к неравномерному уплотнению порошка по высоте столбца и соответственно к изменению эффективного поперечного сечения углеродистого материала. Изучение влияния тонны помола на электропроводность показало, что проба с большей степенью измельчения обладает большим  $\rho$  (табл. 2). Проба, представляющая собой смесь различных фракций, в большинстве случаев также обладает большим  $\rho$ , чем монофракционная.

Увеличение сопротивления можно объяснить уменьшением эффективного сечения проводящего материала (углерода). Для массовых измерений использовались пробы с размером частиц 0,25—0,16 мм.

Таблица 1

Удельное электрическое сопротивление шунгитовых пород

Проба	$\rho_{\text{ом-см}}$ образцов	$\rho_{\text{ом-см}}$ порошков	С (объемные доли) содержание углерода
9/176,3	0,0614	0,0589	0,556
13/49,3	0,1511	0,1507	0,379
29/96,8	0,2603	0,2636	0,155
25/132	0,0877	0,0857	0,325
32/35,5	0,0882	0,0804	0,272
42/15	0,0514	0,0434	0,326
42/40,7	0,0815	0,0784	0,154
44/14,8	0,0820	0,0807	0,385
57/75,8	0,0731	0,0753	0,253

Таблица 2

Удельное электрическое сопротивление пород по фракциям

Наименование пробы		Удельное электрическое сопротивление шунгитовых пород, ом-см				
		фракция на сите 0,4	фракция на сите 0,25	фракция на сите 0,16	фракция на сите 0,08	фракция < 0,08
Шунгит	660 кг/см <sup>2</sup>	0,0332	0,0256	0,0331	0,0329	0,0298
I разн. (Шуньга)	1330 кг/см <sup>2</sup>	0,0211	0,0162	0,0216	0,0211	0,0199
Шунгит	660 кг/см <sup>2</sup>	0,0435	0,0472	0,0567	0,0659	0,0848
II разн. (Шуньга)	1330 кг/см <sup>2</sup>	0,0286	0,0314	0,0356	0,0426	0,0609
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0863	0,0951	0,0985	0,1361
61/22,4	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0656	0,0739	0,0758	0,1140
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0768	0,0810	0,0873	0,1380
9/189,5	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0587	0,0642	0,0668	0,1230
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,1710	0,1530	0,1600	0,2490
6/23,5	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,1150	0,1150	0,1210	0,1980
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,1100	0,1110	—	0,1140
25/132,0	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0815	0,0857	—	0,0919
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,1940	0,1950	—	0,1880
2/52	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,1360	0,1460	—	0,1500
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0604	0,0538	—	0,0762
42/15	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,0523	0,0434	—	0,0642
Пр.	660 кг/см <sup>2</sup>	—	0,8620	0,879	—	0,9630
25/36	1330 кг/см <sup>2</sup>	—	0,6340	0,706	—	0,8250

В процессе исследования была получена зависимость сопротивления шунгитовых пород различных групп от содержания углерода. На графиках (рис. 1, 2) зависимость  $\rho$  от  $C$  для образцов и порошков

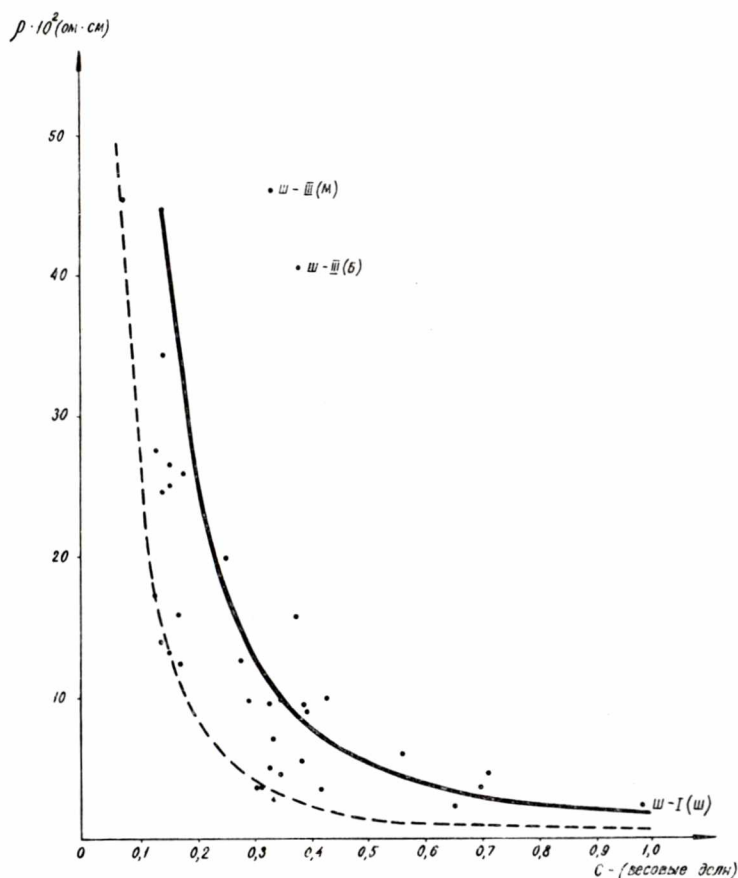


Рис. 1. График зависимости удельного электрического сопротивления образцов шунгитсодержащих пород от содержания углерода.

Ш-I(Ш) — шунгит миграционный месторождения Шуньга, Ш-III(Б) — шунгит-III месторождения Березовец, Ш-III(М) — шунгит-III месторождения Максого.

выражается полосой точек. Эта зависимость носит показательный характер, и может быть выражена в виде:

$$\rho = a \cdot C^{-b},$$

где  $\rho$  — удельное сопротивление, ом · см,

$a$  и  $b$  — коэффициенты,

$C$  — содержание углерода в породе (весовые доли).

Кривые, ограничивающие эту полосу значений  $\rho$ , могут быть описаны уравнениями:

$$\rho_{\text{нижн.}} = 0,005 \cdot C^{-1,72}$$

$$\rho_{\text{верхн.}} = 0,537 \cdot C^{-1,72}$$

$$\rho_{\text{ср.}} = 0,0162 \cdot C^{-1,72}$$



Разброс точек относительно средней кривой зависимости  $\rho$  от  $C$  указывает на то, что электропроводимость шунгитовых пород не является функцией, однозначно зависящей от содержания углерода в породе. На величину электропроводимости существенное влияние оказывает ряд других факторов. Выявляется симбатная зависимость электропроводности от степени упорядоченности углерода. Это прослеживается как на чистом шунгитовом веществе (шунгит I разновидности), так и на шунгитовых породах, степень упорядоченности углерода в которых меняется. Так, удельное сопротивление у шунгитов первой разновидности растет в ряду шунгит-I Шуньга, шунгит-I Максово, шунгит-I Нигозера. Рассчитанная степень упорядоченности углерода по этому ряду уменьшается. Все значения  $\rho$  пород Кяппесельского участка расположены вблизи нижней теоретической кривой. Углерод этих пород характеризуется максимальной степенью упорядоченности в структурном ряду шунгита. Степень упорядоченности структуры шунгитового углерода растет с возрастанием влияния метаморфизующих факторов (Калинин, Соколов, 1973). Таким образом, смещение точек вниз по вертикали внутри полосы может отражать более глубокий метаморфизм углеродистых пород.

Другой причиной, вызывающей отклонение точек от средней кривой полосы значений  $\rho$ , является неравномерность распределения углерода в объеме породы. Как правило, повышение сопротивления отмечается

у хемогенных высококремнистых пород, являющихся преимущественно брекчированными. Цемент в этих брекчиях представлен кремнеземистым материалом, обедненным углеродом или совсем не содержащим его. Полученные в результате дробления кремнеземистые частицы имеют размер на два порядка больший, чем размер силикатных частиц хемогенных пород. Различные по размеру силикатные частицы вносят, вероятно, различный вклад в изменение эффективного сечения. Крупные непроводящие частицы в большей степени сокращают эффективное сечение, увеличивая, тем самым, сопротивление породы. Повышенным сопротивлением при постоянном содержании углерода обладают

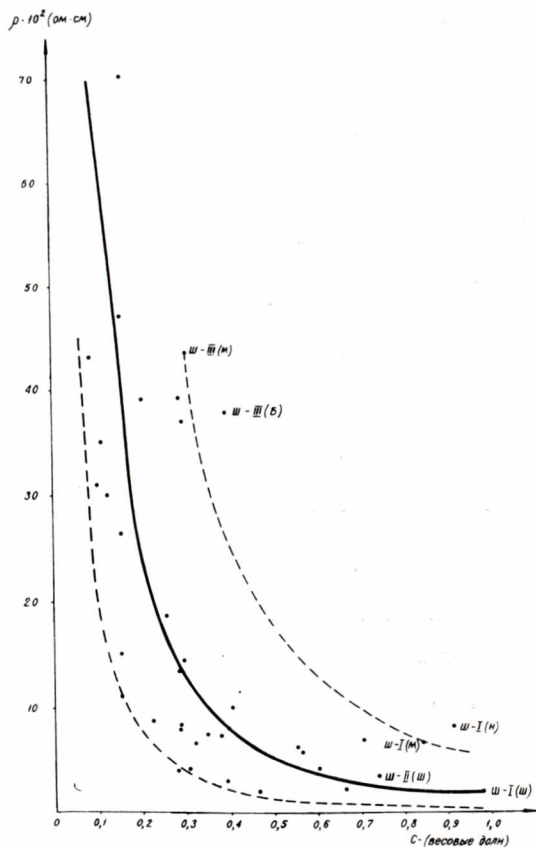


Рис. 2. График зависимости удельного электрического сопротивления порошков шунгитосодержащих пород от содержания углерода.

Ш-I(III) — шунгит миграционный месторождения Шуньга, Ш-II(III) — шунгит-II месторождения Шуньга, Ш-I(М) — шунгит миграционный месторождения Максово, Ш-I(Н) — шунгит миграционный месторождения Нигозера, Ш-III(М) — шунгит-III месторождения Максово, Ш-III(Б) — шунгит-III месторождения Березовец.

и образцы хемогенных пород. В этом случае увеличение  $\rho$  обусловлено наличием плохо проводящих прослоев цемента (см. точки Ш—IIМ, Ш—IIБ).

Вопрос о влиянии текстуры материала на величину сопротивления весьма подробно исследован в работах А. С. Семенова (1948). По-видимому, в первом приближении шунгитсодержащие породы также можно рассматривать как двухкомпонентные системы, в которых плохо проводящей компонентой являются силикаты с удельным сопротивлением порядка  $10^8$  ом·см, а хорошо проводящей компонентой является шунгитовое вещество с удельным сопротивлением порядка  $10^{-2}$  ом·см. Полученный нами характер зависимости удельного сопротивления шунгитовых пород от содержания проводящей компоненты (углерода) аналогичен таковому характеру, полученному А. С. Семеновым для систем, в которых проводящая компонента входит в систему не в виде отдельных включений, а в виде вмещающей среды. На величину удельного сопротивления существенное влияние оказывает также форма включений.

Электропроводность шунгитового и других высокоуглеродистых веществ дана в табл. 3 (Дортман, 1959; Неметаллические ископаемые СССР, 1941; Конструкционные материалы на основе графита, 1971).

Таблица 3

Удельное электрическое сопротивление высокоуглеродистых веществ

Наименование	Антрацит	Искусств. монокристалл графит	Стеклоуглерод	Шунгит миграц. Шуньга	Шунгит миграц. Максowo	Шунгит миграц. Нигозеро
Удельное сопротивление, ом·см	$10^{-2}$ — $10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$

В ряду перечисленных веществ шунгитовое вещество по электропроводности занимает место между антрацитом и стеклоуглеродом, приближаясь ко второму.

Таким образом, в результате проведенных исследований электропроводности шунгитовых пород различных типов и групп, можно сделать следующие выводы:

1. Электропроводность шунгитового углерода меняется в прямой симбатной зависимости от степени упорядоченности его структуры.

2. Основным фактором, определяющим электропроводность шунгитовых пород является содержание в них углерода. Характер зависимости сопротивления шунгитовых пород от содержания углерода для порошков фракции 0,16—0,25 мм и давления  $1330$  кг/см<sup>2</sup> выражается уравнением

$$\rho = a \cdot C^{-b}$$

3. На эту зависимость могут накладываться колебания в электропроводности шунгитового углерода, обусловленные различной структурной упорядоченностью последнего и текстурой породы.

Приводимые в литературе данные характеризуют шунгит как термически нестойкий материал (Иностранцев, 1879; Рембашевский, 1958). К таким выводам пришли исследователи при изучении миграционного шунгита из Шуньги и шунгитовых пород Шуньгского месторождения.

Растрескивание пород при нагреве, по мнению авторов указанных работ, обусловлено нетермостойкостью самого вещества.

Для исследования термостойкости шунгитов применен метод декрепитации. В основу метода положена фиксация звуковых сигналов, которыми сопровождается термическое разрушение частиц вещества. Коэффициент усиления декрептофонической установки — 2500. Для анализов готовился порошок гранулометрии 0,25—0,4 и 0,4—0,8 мм. Скорость нагрева вещества —  $10^{\circ}/\text{мин}$ . Температурный интервал нагрева 0—700°. Декрептометрический метод позволяет получить количественную сравнительную оценку термостойкости материала и, кроме того, дает информацию о термическом разрушении в широком интервале температур, а не только о температурах начала разрушения. Были изучены миграционные шунгиты Шуньги, Максово, Нигозеро, а также ряд первично-осадочных пород. Эффект термического разрушения в декрептофонической установке из числа изученных пород зафиксирован только у миграционного шунгита и первично-осадочной породы из Шуньги.

Прямые испытания термостойкости методом перенесения разогретых в печи образцов до температуры 400° в холодную воду показали высокую термостойкость образцов всех остальных пород.

Таким образом, по отношению к нагреву выделяются две группы шунгитовых пород: нетермостойкие и термостойкие. Графики, показывающие зависимость количества звуковых сигналов от температуры для миграционного шунгита Шуньги и первично-осадочных пород Шуньги и Максово, представлены на рис. 3. Эти кривые характеризуются наличием двух пиков декрепитационной активности. Для шунгита миграционного (рис. 3, кривая I) процесс растрескивания породы начинается при  $t=170^{\circ}$  и первый максимум наблюдается при  $t=230^{\circ}$ . Второй максимум для этой породы наблюдается при  $t=260^{\circ}$ . При  $t=530^{\circ}$  процесс декрепитации заканчивается. Для первично-осадочной породы Шуньги процесс декрепитации начинается при  $t=160^{\circ}$ , и первый максимум декрепитационной активности наблюдается при  $t=210^{\circ}$ . Второй максимум для этой породы наблюдается при  $t=310^{\circ}$ . При  $t=460^{\circ}$  процесс декрепитации заканчивается.

Разрушение шунгитового вещества происходит не вследствие термических напряжений или наличия структурных переходов в области температур максимумов декрепитационной активности. Такой вывод можно сделать на основании результатов термообработки материала,

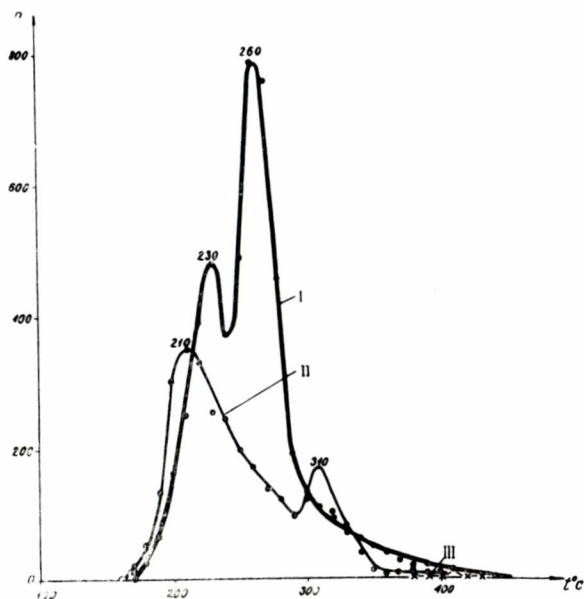


Рис. 3. Графики декрепитационной активности шунгита.

I — шунгит миграционный месторождения Шуньга, II — шунгит II разности (месторождение Шуньга), III — шунгит III разности (месторождение Максово).



при температуре 150° в течение пяти суток. После термообработки шуньгский миграционный шунгит и первично-осадочная порода из Шуньги приобретают высокую термостойкость. А. Г. Рембашевский связывал термическую нестойкость шунгитовых пород с наличием в шунгитовом веществе большого количества прочно связанной воды. Проведенные нами дериватографические исследования показали, что в шунгитовом веществе может преобладать либо гигроскопическая, либо прочно связанная вода, удаляемая при нагреве образца в интервале температур 150—470°.

В шунгитовом веществе пород Шуньгского месторождения вода находится в прочно связанной форме. Но такая же форма связи воды может быть в породах термически стойких, например, в первично-осадочных породах Максово. Следовательно, наличие прочно связанной воды в шунгитовом веществе является необходимым, но еще недостаточным признаком для суждений о склонности пород к термическому разрушению. Прочно связанная вода обнаруживается только в шунгитовом веществе, обладающем повышенной степенью упорядоченности структуры.

Таким образом, повышение степени упорядоченности структуры сопровождается увеличением прочности связи воды с углеродом и увеличением электропроводности шунгитового вещества.

Повышение степени упорядоченности выражается в увеличении размера ароматических фрагментов структуры и увеличении относительной доли этих структурных элементов. При наличии одностороннего сжатия плоские структурные элементы стремятся занять ориентированное положение в пространстве. При этом значительно сокращается открытая пористость. Поры концентрируются в плоскостях, параллельных ориентации плоских структурных элементов. На это указывает характер термического разрушения образцов миграционного шунгита из Шуньги. При быстром нагреве до температуры выше 200° образцы шуньгского миграционного шунгита разрушаются с образованием мелких пластинок толщиной до 2—3 мм и размером в поперечнике до 5 мм. Большие поверхности пластинок всегда параллельны. Подобный характер разрушения отмечается у шунгитов II разновидности Шуньгского месторождения. Следует заметить, что в этих породах силикатная часть представлена, главным образом, слоистыми минералами-слюдами. Эти минералы в процессе метаморфизма ориентируются аналогично ароматическим структурным элементам шунгитового вещества и не нарушают ориентацию последних. Иную микроструктуру имеет шунгитовое вещество в породах группы III А (например, максовских). В этих породах шунгитовые частицы имеют пластинчатую форму. Но в расположении этих частиц в породе не наблюдается преимущественной ориентации, нарушение которой вызвано силикатными минералами. В этих породах силикатная часть представлена преимущественно кварцем, частицы которого имеют форму, близкую к изометричной. Пластинчатые частицы шунгита ориентируются параллельно поверхности кварцевых частиц.

Таким образом, в расположении шунгитовых частиц отмечается лишь ближний порядок. В целом в породе расположение их разупорядочено. Такое расположение шунгитовых частиц создает возможность для беспрепятственного выхода газов. Породы приобретают высокую термостойкость. Следовательно, термостойкость шунгитов обусловлена отношением к нагреву самого шунгитового вещества. Термостойкость шунгитового вещества определяется его микроструктурой. Термически нестойким является шунгитовое вещество, ароматические фрагменты структуры которого получили повышенное развитие и ориентированное положение в пространстве. Этим условиям могут отвечать только под-

вергшиеся значительному метаморфизму миграционные шунгиты и шунгитовые породы с высоким содержанием шунгитового вещества, зольная часть которых представлена минералами слоистой структуры. Такие породы составляют небольшую часть от всего многообразия шунгитовых пород. Основная масса шунгитовых пород является термически стойкими. По характеристике термостойкости такие породы удовлетворяют требованиям, предъявляемым к сырью, используемому в термических процессах и термокислотоупорам.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Агроскин А. А. Физика угля. М., «Недра», 1965.  
Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956.  
Дортман Н. Б. Удельное электрическое сопротивление углей.—Инф. сб. ВСЕГЕИ, 12, 1959.  
Иностранцев А. А. Новый крайний член в ряду аморфного углерода.—Горный журнал, т. 2, № 56, 1879.  
Калинин Ю. К., Соколов В. А. Опыт типизации углеродистых пород Карелии.—Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. М., 1973.  
Конструкционные материалы на основе графита.—Сб. трудов XI. М., 1971.  
Неметаллические ископаемые СССР. Изд-во АН СССР. М., 1941.  
Рембашевский А. Г. Исследования шунгита. Изд-во Ленинградского политехн. ин-та, 1958.  
Семенов А. С. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов.—Мат. ВСЕГЕИ, геофизика, сб. 12, 1948.  
Усенбаев К. Исследование структуры и переходных форм углерода. Фрунзе, Изд-во Ликтент, 1972.

А. В. РЫЛЕЕВ, В. Г. ПУДОВКИН,  
Л. Н. БУРАКОВА, З. П. ПОМАЗАН

## ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ КАРЕЛИИ

На территории Карелии с давних пор известно большое количество месторождений каменных строительных материалов, обладающих высокими физико-механическими свойствами и прекрасной декоративностью.

По своим техническим свойствам горные породы Карелии могут быть использованы в качестве: колонного и скульптурного камня; облицовочного материала; штучных профилированных изделий; бутового камня и щебня; кислотостойких изделий, вяжущих материалов, каменного литья и т. д. (Борисов, 1963).

Однако, несмотря на высокие качества карельского камня, использование его в строительстве до последнего времени было незначительным.

В настоящее время, в связи с грандиозными масштабами строительных работ, проводимых в нашей стране, и резким возрастанием потребности в каменных строительных материалах, наступил новый этап в развитии камнедобывающей и камнеобрабатывающей промышленности Карельской АССР. На территории республики с каждым годом открываются все новые и новые щебеночные карьеры, пущен в эксплуатацию крупнейший в Союзе Кондопожский камнеобрабатывающий комбинат, открываются карьеры по добыче блочного камня и получения высокодекоративных облицовочных материалов и т. д. (Рылеев, 1971).

Лаборатория природного и технического камня Института геологии Карельского филиала АН СССР занимается изучением месторождений каменных строительных материалов, физико-механических свойств слагающих их пород, их декоративности и блочности.

В настоящей статье приводятся физико-механические свойства некоторых месторождений Карелии, определение которых осуществлялось согласно требованиям ГОСТов. Для получения достоверных результатов физико-механических испытаний необходимо при изучении месторождений провести правильный отбор проб. Монолиты размером от  $0,2 \times 0,2 \times 0,3$  до  $0,4 \times 0,4 \times 0,6$  м отбирались с помощью бензоперфоратора с таким расчетом, чтобы каждая разновидность слагающих месторождение горных пород была охарактеризована 2—6 образцами.

В камеральный период образцы распиливались на камнерезном станке «САПС-1» на кубики, балочки и плитки. Обработка более крупных монолитов выполнялась в камнерезном цехе Онежского рудоуправления. В камеральный период проводилось определение удельного и объемного веса, пористости, водонасыщения, морозостойкости, временного сопротивления сжатию в сухом и водонасыщенном состоянии и после замораживания, сопротивления на удар, истираемость и другие виды испытаний.



Таблица 1

## Физические свойства строительных материалов

Месторождение	Кол-во опреде- лений	Удельн. вес, г/см <sup>3</sup>	Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	Общая пористость, %	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Граниты Приладожья					
Койриноя	29	2,66	2,63	1,49	0,26
Сюскюянсаари	28	2,62	2,60	0,70	0,17
Уксинское	12	2,68	2,64	1,39	0,27
Мурсульское	15	2,66	2,63	1,15	0,18
Риекалансаари	9	2,71	2,71	1,08	0,17
Хауккасаари	10	2,68	2,62	2,21	0,22
Импиниэми	3	2,75	2,70	1,62	0,06
Куйваниэми	4	2,66	2,63	0,88	0,10
Нуолайниэми	23	2,66	2,62	1,40	0,17
Сумерналахти	15	—	2,63	—	0,07
Репомяки	37	2,63	2,59	1,66	0,58
Граниты Кондопожского и Пудожского районов					
Пялозеро	1	2,68	2,65	1,29	0,09
Кучин Бор	4	2,77	2,76	0,50	0,05
Курганова Сельга	2	—	2,71	—	0,08
Граниты Пудожского района					
Кашина Гора	9	2,77	2,72	2,06	0,20
Бол. Гольцы	9	2,71	2,67	1,33	0,09
Левинсон-Лессинга	3	2,68	2,66	0,63	0,09
Габбро-нориты Приладожья					
Кеккоселья	10	2,90	2,89	1,19	0,18
Амфиболиты Приладожья					
Койриноя	7	3,10	3,05	1,60	0,12
Тилькусаари	17	3,07	3,05	1,42	0,12
Габбро-диабазы Кондопожского района					
Мунозеро	1	3,04	2,99	1,52	0,05
Карбонатные породы Приладожья					
Рускеальское	8	2,74	2,73	0,69	0,15
Карбонатные породы Кондопожского района					
Белая Гора	22	2,85	2,84	1,13	0,22
Вонгубское	9	2,75	2,81	1,19	0,14
Пялозеро	9	2,87	2,84	1,24	0,19
Кварцито-песчаники Прионежского района					
Рыборецкое	12	2,66	2,62	1,71	0,47
Шокшинское	34	2,67	2,65	1,06	0,13

а) Определение удельного веса. Для определения удельного веса материал отбирался после испытания кубиков на сжатие. Проба измельчалась в стальной ступке до полного просеивания через сито 0,25 мм и высушивалась в сушильном шкафу до постоянного веса при температуре 105—110°. Затем пикнометрическим методом определялся удельный вес изучаемой горной породы. Количество определений зависело от размеров исходного образца и равнялось 3—15, по которым рассчитывалось среднее значение для данного образца горной породы. Среднее значение для каждой разновидности рассчитывалось по 2—6 образцам данной горной породы (табл. 1).

б) Определение объемного веса проводилось по образцам кубической формы размером 50×50×50 мм. Образцы высушивались до постоянного веса при температуре 105—110°, после чего охлаждались в эксикаторе до комнатной температуры и взвешивались на технических весах с точностью до 0,01 г сухими, водонасыщенными и гидростатически. Среднее значение высчитывалось также, как и для удельного веса (табл. 1).

в) Водопоглощение определялось после нахождения объемного веса. Образцы погружались на два часа в дистиллированную воду комнатной температуры на  $\frac{1}{3}$  высоты образца, затем на  $\frac{2}{3}$  высоты образца еще на два часа. После этого уровень воды поднимался на 2 см выше образцов. Взвешивание образцов на технических весах производилось после 48 часов водонасыщения, затем после 120 часов и так до полного насыщения водой. Среднее значение водопоглощения рассчитывалось также, как и для удельного веса (табл. 1).

Таблица 2

Упругие свойства горных пород

Месторождение	Кол-во определений	Скорость волн, м/сек		Коэффициент Пуассона	Модуль Юнга	Модуль сдвига, 10 <sup>-5</sup> кг/см <sup>2</sup>
		продольных	поперечных			
Гранит						
Сюсюянсаари	6	5733	3339	0,24	7,37	2,80
Уксинское	3	5690	3322	0,24	7,40	2,98
Риекалансаари	3	5726	3215	0,27	7,24	2,85
Хауккасаари	3	5364	3363	0,18	7,09	3,01
Кашина Гора	3	5708	3139	0,28	7,08	2,78
Бол. Гольцы	3	6158	3279	0,30	7,62	2,93
Заозерное	3	4612	3352	0,06	6,62	—
Габбро-норит						
Кеккоселькя	3	5848	3398	0,19	8,15	3,42
Амфиболит						
Тилькусаари	6	6318	3864	0,20	11,19	4,66
Мрамор						
Белая Гора	3	6468	3897	0,22	11,61	3,96
Ершов Кряж	3	6413	3695	0,25	9,73	—
Вонгубское	3	6730	3975	0,23	11,17	4,53
Пялозеро	3	6062	3503	0,25	8,90	3,56
Рускеала	3	6150	3276	0,30	7,78	—

г) Общая пористость определялась по соотношению удельного и объемного веса горной породы (табл. 1).

д) Определение упругих свойств горных пород проводилось на ультразвуковой установке «УЗИС» на образцах кубической формы размером  $15 \times 15 \times 15$  мм (табл. 2).

е) Временное сопротивление сжатию определялось в трех состояниях: сухом, водонасыщенном и после определения морозостойкости (25 циклов). Для проведения испытаний выпиливались образцы кубической формы размером  $50 \times 50 \times 50$  мм. Кроме того, для определения зависимости сопротивления сжатию от размера образцов из некоторых горных пород выпиливались кубики различного размера, причем образцы меньших размеров зачастую давали более высокий результат (табл. 3).

Испытания проводились на прессе ПГ-100 со скоростью нагрузки 10—25 кг/см<sup>2</sup>.

Таблица 3

Временное сопротивление сжатию горных пород

Месторождение	Временное сопротивление сжатию					
	в сухом состоянии		в водонасыщенном состоянии		после замораживания	
	кол-во определений	кг/см <sup>2</sup>	кол-во определений	кг/см <sup>2</sup>	кол-во определений	кг/см <sup>2</sup>

Граниты

Койриноя	18	2120	10	2095	—	—
Мурсульское	5	2470	5	1880	5	2070
Импиниэми	5	2190	—	—	—	—
Сумериалахти	4	2730	4	2120	4	2160
Пулливуори	7	2350	3	1640	3	1410
Тулолансаари	10	2010	4	2040	5	1630
Рауталахти (уч-к Дедовский)	6	2730	6	2625	4	2340
Сикасаари	7	2380	—	—	—	—
Мурсунлахти	4	2530	—	—	—	—
Вавасаари	4	2040	—	—	—	—
Коверламменмяки	6	2200	—	—	—	—
Путсаари	22	2240	14	1640	7	1370
Риекалансаари	9	1990	7	1520	5	1740
Суованярви	3	2450	2	1940	—	—
Хирвостенкюля	3	2340	—	—	—	—
Нуолайнниэми	3	3310	—	—	—	—
Щепиха	4	2190	4	1520	3	1740
Большой массив	3	2220	3	1990	2	1600
Таттарваара	4	2240	—	—	—	—
Маркелицы	3	2590	3	2530	—	—
Ванжозеро	4	2200	4	1720	4	1670
Хижозеро	19	2040	18	1830	—	—



Месторождение	Временное сопротивление сжатию					
	в сухом состоянии		в водонасыщенном состоянии		после замораживания	
	кол-во определений	кг/см <sup>2</sup>	кол-во определений	кг/см <sup>2</sup>	кол-во определений	кг/см <sup>2</sup>
Рапакиви						
Репоямки	4	1970	8	1930	3	1720
Уксунёки	4	1825	4	1520	3	1370
Пиени-Лехмавара	4	1410	—	—	—	—
Габбро-диабазы						
Гирвас	3	2580	3	2500	3	2300
Викшиламбинское	5	2000	4	2060	5	2050
Тулонсаари	6	1940	—	—	—	—
Новая Майсула	4	2670	4	3080	—	—
Амфиболит						
Мурсульское	4	2960	—	—	—	—
Мраморы						
Вонгубское	4	1965	4	1770	4	1840
Игнатъев Бор	4	2630	—	—	—	—
Габбро-норит						
Кеккоселья	3	1980	—	—	—	—
Кварцито-песчаники						
Шокшинское	5	3130	—	—	—	—
Бол. Метчангярви	4	3650	—	—	—	—
Тулолансаари	6	2370	5	2230	5	2130
Халинселья	4	2745	3	2700	—	—
Шалговаара	3	3690	2	2840	—	—
Кварц-слюдистый сланец						
Сумерия	4	3440	—	—	—	—

В разные годы изучение временного сопротивления сжатию горных пород Карелии проводили А. А. Турцев и Б. В. Залесский (1937), Б. В. Залесский и Б. П. Беликов (1953), Б. В. Залесский и И. П. Тимченко (1961), результаты исследований которых приведены в табл. 4.

Как видно из таблиц 3, 4, все горные породы Карелии обладают высокими показателями временного сопротивления сжатию, отвечающими требованиям ГОСТа к каменным строительным материалам (щебень, бут, стеновой камень, облицовочный материал).

ж) Морозостойкость горных пород определялась в лаборатории Петрозаводского филиала «Росоргтехстрорма». Испытания проводились

Таблица 4

**Временное сопротивление сжатию каменных  
строительных материалов**

Месторождение	Временное сопротивление сжатию в сухом состоянии, кг/см <sup>2</sup>	Исследователь
<b>Граниты</b>		
Лахденкюля	2690	ИГЕМ, Б. П. Беликов, 1961 г.
Сюскюянсаари	2190	„
Кашина Гора	2760	„
Ванжозеро	2140—2400	„
Медвежья Гора	2680	„
Импиниэми	2200—3300	ЦЛ СЗТГУ 1971 г.
<b>Габбро-диабазы</b>		
Ропручейское	3300	ИГЕМ, Б. П. Беликов, 1961 г.
Гирвасское	550—2180	СЗТГУ, В. В. Яковле- ва, 1962 г.
<b>Амфиболиты</b>		
Сюскюянсаари	2000	„
<b>Мраморы</b>		
Белая Гора, Киви-Шурья и т. д.	1980—3330	„
<b>Кварциты</b>		
Паданы, Шокша и т. д.	1780—3910	„

согласно ГОСТу 7025—67 на образцах размером 50×50×50 мм. Все образцы подвергались 25 циклам попеременного замораживания и оттаивания. При замораживании температура в морозильной камере была равна минус 17—20°. Испытывались граниты следующих месторождений: Сюскюянсаари, Койриноя, Нуолайнниэми, Импиниэми, Мурсульского, Риекалансаари, Хауккасаари, Пулливуори, Путсаари, Уксинского, Репомяки, Куйваниэми, Кучиноборского, Левинсон-Лессинга, Кашиногорского, Бол. Гольцы, Щепиха, Большой массив, Ванжозерского; карбонатные породы месторождений: Белая Гора, Вонгубского, Пялозерского, Рускеальского; габбро-нориты Кеккосельского месторождения; габбро-диабазы Гирвасского и Викшиламбинского месторождений; амфиболиты Тилькусаари и Койриноя и кварцито-песчаники Тулолансааринского месторождения. Все образцы выдержали испытания на морозостойкость и соответствуют марке «М<sub>рз</sub> 25».

з) Сопротивление горных пород удару проводилось на копре «КИ» на кубиках размером  $25 \times 25 \times 25$  мм, сопротивление истираемости на круге истирания ЛКИ на образцах размером  $70 \times 70 \times 70$  мм при прохождении кругом 600 м; сопротивление на разрыв определялось на балочках размером  $10 \times 10 \times 60$  мм на 5-тонном прессе с точностью до 5 кг. Результаты испытаний приведены в табл. 5.

Таблица 5

Механические свойства горных пород

Месторождение	Временное сопротивление разрыву		Число ударов на копре „КИ“		Потери при истирании на круге „ЛКИ“	
	ко-во определений	кг/см <sup>2</sup>	ко-во определений	№ разрушающегося удара	ко-во определений	г/см <sup>2</sup>
Граниты						
Пулливуори	4	54	18	13	—	—
Репояки	—	—	5	10	8	0,18
Койриноя	—	—	5	15	—	—
Вятчель	—	—	3	20	—	—
Нуолайинниэми	—	—	3	15	1	0,10
Гурсельга	—	—	4	10	2	0,14
Щепиха	—	—	3	7	—	—
Большой массив	—	—	2	8	—	—
Путсаари	2	45	18	10	4	0,15
Сикасаари	—	—	5	12	—	—
Мурсула	—	—	10	12	2	0,11
Риекалансаари	3	50	9	14	4	0,19
Ванжозеро	3	45	5	12	2	0,07
Маркелицы	—	—	3	16	2	0,06
Ковераламменмяки	—	—	6	9	—	—
Хижозеро	—	—	3	9	2	0,19
Рауталаhti (уч-к Дедовский)	—	—	4	16	4	0,14
Хирвостенкюля	2	80	—	—	—	—
Тулолансаари	—	—	3	11	2	0,19
Габбро-диабазы						
Тулолансаари	—	—	3	9	1	0,20
Кварцито-песчаники						
Тулолансаари	—	—	3	14	2	0,28
Бол. Метчангярви	—	—	4	18	1	0,08
Халинселькя	—	—	6	17	1	0,06
Сумерия	1	120	—	—	1	0,12

Таким образом, приведенные выше результаты физико-механических испытаний различных горных пород Карелии указывают на их высокие прочностные свойства, соответствующие требованиям промышленности к каменным строительным материалам, а следовательно, и на возможность их широкого использования в качестве строительного материала при возведении различных сооружений.



## ЛИТЕРАТУРА

Беликов Б. П. Упругие и прочностные свойства горных пород.—Сб.: Исследования физико-механических свойств горных пород. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 43. М., 1961.

Борисов П. А. Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск, 1963.

Залесский Б. В., Беликов Б. П. Петрографо-механическая характеристика гранитов СССР.—В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. Изд. АН СССР, М., 1953.

Залесский Б. В., Тимченко И. П. Физико-механические свойства некоторых типов массивных существенно кварцевых пород.—Сб.: Исследования физико-механических свойств горных пород.—Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 43, М., 1961.

Рылеев А. В. Каменные строительные и декоративно-облицовочные материалы Карелии.—Сб.: Проблемы строительства и архитектуры в Карельской АССР. Петрозаводск, 1971.

Турцев А. А., Залесский Б. В. Каменные строительные материалы восточного побережья Онежского озера от устья р. Водлы до Унагубы.—Тр. Петрографич. ин-та АН СССР, вып. 10, 1937.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 552.1:53

**Игнатъева Т. С., Кищенко Н. Т. Физические свойства горных пород центральной Карелии.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 4—19, рис.— 2, лит.— 10 назв.

Приводятся физические свойства (плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, поляризуемость и диэлектрическая проницаемость) осадочно-метаморфических и интрузивных горных пород центральной Карелии; выявлена связь физических параметров с вещественным составом пород. Составлены петроплотностная и петромагнитная карты по исследованной площади. Устанавливается возможность использования полученных данных для проектирования геофизических исследований и при геологическом картировании — уточнение границ распространения горных пород, их возрастных соотношений.

УДК 552.1:53

**Игнатъева Т. С., Бугров Н. М. Применение петрофизики для изучения тектонических зон в условиях центральной Карелии.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 20—28, рис.— 7.

Установлено, что в минерализованных зонах дизъюнктивных нарушений наблюдается разуплотнение пород (среднепротерозойские интрузивные габбро-диабазы), увеличение их магнитной восприимчивости, поляризуемости и диэлектрической проницаемости. Изменения обусловлены повсеместным развитием в пределах зоны вторичных процессов (хлоритизация, карбонатизация и т. д.) и сульфидного оруденения. Отмечена

аномальная геохимическая характеристика пород — повышенные содержания селена, иттрия, циркония, мышьяка, рутидия.

УДК 552.1:53

**Кищенко Н. Т. Об изменении магнитных свойств ятулийских габбро-диабазов Карелии в процессе метаморфизма.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 29—33, лит.— 6 назв.

Устанавливается магнитная дифференциация одновозрастных габбро-диабазов из разобщенных ятулийских структур, обусловленная различным характером и степенью проявления вторичных процессов, связанных с региональным метаморфизмом.

УДК 550.382.3

**Игнатъева Т. С. Палеомагнетизм ятулийских пород центральной Карелии.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 34—46, рис.— 11, лит.— 8 назв.

Измерена остаточная намагниченность осадочных, эффузивных и интрузивных пород среднепротерозойского возраста. Установлена пригодность некоторых видов пород (песчаники и кварциты, среднеятулийские эффузивы и верхнеятулийские габбро-диабазы) для палеомагнитных построений. Вычислены координаты палеомагнитного полюса.

УДК 552.1:53

**Свириденко Л. П., Романов Е. М. К методике изучения закономерностей пространственного изменения физических**

**свойств ультраметаморфических комплексов.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 47—50, рис.— 3, лит.— 4 назв.

Предлагается дополнять крупномасштабные петрофизические карты картами трендповерхностей физических свойств (плотности и магнитной восприимчивости). Приводится карта тренда плотности, построенная при помощи ЭВМ в предположении, что закон распределения плотности удовлетворяет уравнению Лапласа.

УДК 552.1:53

**Свириденко Л. П. Эволюция физических свойств горных пород и минералов при гранитообразовании.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 52—60, рис.— 5, лит.— 5 назв.

Установлено два типа разуплотнения пород при гранитообразовании, один из них имеет место при гранитизации архейского метаморфического комплекса фундамента нижнепротерозойской геосинклинали, второй — при гранитизации нижнепротерозойских комплексов. Разуплотнение первого типа связано со снижением удельного веса породообразующих минералов за счет изменения их химического состава и структуры, разуплотнение второго типа обусловлено калевным метасоматозом.

УДК 552.1:53+551.251

**Попов М. Г., Горбик Н. А. Физические свойства и метаморфизм основных ультраосновных пород участка Хюрсюля (южная Карелия).** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 61—69.

Рассмотрена зависимость изменения физических свойств основных и ультраосновных пород (плотность, магнитная восприимчивость, поляризуемость) от степени их метаморфических и метасоматических преобразований.

УДК 550.85+552.42

**Голод М. И., Гришин А. С. О связи физических свойств гнейсов слюдяных месторождений Карелии с их химическим и минеральным составом.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 70—74, рис.— 3, лит.— 5 назв.

Устанавливается, что плотность гнейсов изменяется, в основном, с измене-

нием в них количества граната, магнитная восприимчивость — с изменением количества биотита, поляризуемость — с изменением количества рудных минералов.

УДК 550.85+552.42

**Савицкий А. И., Голод М. И. Опыт изучения пористости пород слюдяных месторождений.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 75—79, рис.— 4, лит.— 9 назв.

Показано, что существует значительное различие в величине открытой пористости неизмененных и измененных околожильных дистено-гранато-биотитовых гнейсов. С повышенной пористостью гнейсов, вмещающих пегматиты, по-видимому, связано возникновение естественных электрических полей диффузионно-адсорбционного и фильтрационного происхождения.

УДК 549.1:53

**Голод М. И., Клабуков Б. Н., Гродницкий Л. Л. Электрические свойства плагиоклазов слюдяных пегматитовых жил.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 80—86, рис.— 4, лит.— 15 назв.

Устанавливается, что величины диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления плагиоклазов зависят от слюдонасыщенности пегматитовых жил. Изучена также частотная дисперсия электрических свойств плагиоклазов.

УДК 621.315.61

**Карелина И. Н. Влияние включений хлорита и биотита в мусковите на его электрические свойства.** В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 87—91, рис.— 2, лит.— 3 назв.

Проведены испытания диэлектрической проницаемости и диэлектрических потерь пластинок мусковита из месторождений северной Карелии. При этом установлено, что включения хлорита оказывают меньшее влияние на параметры конденсаторной слюды, чем включения биотита. При низком содержании включений (до 3%) и высоком их содержании, но в виде изолированных пятен качество мусковита не снижается. Включения больших размеров, особенно линейные, значительно увеличивают диэлектрические потери мусковита.



Калинин Ю. К., Тяганова В. И. Исследование электропроводности и термостойкости шунгитовых пород. В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 92—99, рис.—3, лит.—10 назв.

Прослежена зависимость электропроводности шунгитовых пород от содержания и структуры шунгитового вещества. Данные электропроводности подтверждают выводы о различной степени упорядоченности шунгитового вещества и зависимости этого параметра от условий метаморфизма пород. Разное отношение шунгитовых пород к нагреву также объясняется различной структурной упорядоченностью шунгитового вещества и зависимостью сил связи воды в породе от степени упорядоченности последней.

Рылеев А. В., Пудовкин В. Г., Буракова Л. Н., Помазан З. П. Физико-механические свойства горных пород некоторых месторождений каменных строительных материалов Карелии. В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1974, стр. 100—107, лит.—6 назв.

Измерены следующие характеристики гранитов, амфиболитов, габбро-норитов, кварцито-песчаников, карбонатных пород: удельный вес, общая пористость, водопоглощение, скорость распространения упругих колебаний, коэффициент Пуассона, модуль Юнга, модуль сдвига, временное сопротивление сжатию, временное сопротивление разрыву. Результаты испытаний свидетельствуют о возможности использования различных горных пород Карелии в качестве строительных материалов.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Т. С. Игнатьева, Н. Т. Кищенко. Физические свойства горных пород центральной Карелии . . . . .	4
Т. С. Игнатьева, <span style="border: 1px solid black; padding: 0 2px;">Н. М. Бугров</span> . Применение петрофизики для изучения тектонических зон в условиях центральной Карелии . . . . .	20
Н. Т. Кищенко. Об изменении магнитных свойств ятулийских габбро-диабазов Карелии в процессе метаморфизма . . . . .	29
Т. С. Игнатьева. Палеомагнетизм ятулийских пород центральной Карелии . . . . .	34
Л. П. Свириденко, Е. М. Романов. К методике изучения закономерностей пространственного изменения физических свойств ультраметаморфических комплексов . . . . .	47
Л. П. Свириденко. Эволюция физических свойств горных пород и минералов при гранитообразовании . . . . .	52
М. Г. Попов, Н. А. Горбик. Физические свойства и метаморфизм основных-ультраосновных пород участка Хюрсюля (южная Карелия) . . . . .	61
М. И. Голод, А. С. Гришин. О связи физических свойств гнейсов слюдяных месторождений Карелии с их химическим и минеральным составом . . . . .	70
А. И. Савицкий, М. И. Голод. Опыт изучения пористости пород слюдяных месторождений . . . . .	75
М. И. Голод, Б. Н. Клабуков, Л. Л. Гродницкий. Электрические свойства плагиоклазов слюдяных пегматитовых жил . . . . .	80
И. Н. Карелина. Влияние включений хлорита и биотита в мусковите на его электрические свойства . . . . .	87
Ю. К. Калинин, В. И. Тяганова. Исследование электропроводности и термостойкости шунгитовых пород . . . . .	92
А. В. Рылеев, В. Г. Пудовкин, Л. Н. Буракова, З. П. Помазан. Физико-механические свойства горных пород некоторых месторождений каменных строительных материалов Карелии . . . . .	100
Рефераты . . . . .	108